

# DER SCHUTTKEGEL DER DONAU IN DER GROSSEN UNGARISCHEN TIEFEBENE

M. PÉCSI

Geographisches Institut der Eötvös Universität, Budapest  
(Eingegangen: 3. August, 1959)

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Aufbau und die horizontale und vertikale Verbreitung des Schuttkegels der Donau in der Großen Ungarischen Tiefebene (Alföld) hat seit langer Zeit mehrere Forscher der Geologie und Geographie beschäftigt.

Aus den abgeklärten Ergebnissen langdauernder Debatten, in der Kenntnis der im letzten Jahrzehnt verfertigten zahlreichen artesischen und Schurfbohrungen, und durch die Anwendung von mineralogisch-petrographischen und Abrollungsanalysen konnten sowohl betreffs der Ausdehnung, wie auch betreffs der Entwicklung des Schuttkegels der Donau im Alföld neue Feststellungen getroffen werden:

I. Es wurde festgestellt, daß 1. das Geschiebe größtenteils fluvialer Herkunft ist und in S—SÖ-licher Richtung sich verfeinert, 2. die Fortsetzung des bei Budapest noch am Tage befindlichen Schuttkegelschotters zwischen Donau und Theiß in südlicher Richtung in einer immer größeren Tiefe vorgefunden wird, 3. die ältesten Schotterbildungen des Donauschuttkegels vom Alföld um Budapest, die pleistozänen Alters sind in Höhen von 250 bis 120 m ü. d. M. liegen, wogegen sie von Vecsés aus untertage tauchen und bei Nagykőrös und Kiskunfélegyháza in 250 m Teufe u. d. heutigen M. vorliegen, 4. im Gebiet des Lößplateaus der Bácska pleistozäne Ablagerungen auch in Mächtigkeiten über 100 m vorkommen, 5. die pleistozäne Schichtreihe sowohl zwischen Donau und Theiß als auch entlang der Theiß viel mächtiger ist als es die bisherigen Angaben andeuteten.

II. Der Schuttkegel der Donau in der Großen Ungarischen Tiefebene kann in drei Teile gegliedert werden. 1. der Teil am Alföldrande, 2. der Teil auf der Tiefebene, 3. der Schuttkegel im gegenwärtigen Donautal. Es hat sich im Laufe der Untersuchungen herausgestellt, daß die Schuttkegelteile am Tiefebenerand den Feststellungen der Literatur und der eingebürgerten Auffassung entsprechend von der Donau abstammen. Es konnte eine Erklärung für die Entstehung der kreuzgeschichteten Sande um Gödöllő gefunden werden, und es wurden Daten gewonnen bezüglich des Alters der Schuttkegel-Terrassen V und IV sowie über die Ursachen ihrer Ausschürfung.

In der Entwicklung der Schuttkegelterrasse Nr. V haben sowohl die tektonischen, als auch die klimatologischen Faktoren mitgespielt. In der Entstehung der Terrasse Nr. IV spielte vor allem die tektonische Senkung der Tiefebene eine wichtige Rolle. Die tieferen Terrassen sind von den Randbrüchen der Tiefebene verursacht worden. Es hat sich endlich herausgestellt, daß der Schuttkegel zwischen Donau und Theiß den Typ derjenigen Art von Schuttkegelbildung darstellt, bei welcher die Entwicklung des Schuttkegels durch mehrere Phasen wiederholter Abschiebungen entlang von Verwerfungstrep-pen für längere Zeit aufrechterhalten wird.

Endlich werden einige Angaben über die Lage der wasserspeichernden Pleistozän-schichten zwischen Donau und Theiß vorgelegt.

Seit den Anfängen der ungarischen geologischen und geographischen Literatur haben sich zahlreiche Forscher mit der oberflächlichen Formen-kunde des Schuttkegels zwischen Donau und Theiß, mit der Entwicklung der dortigen Sedimente befaßt. Es wurden mehrere umstrittene Theorien über die Entstehung und Klassifizierung der oberflächlichen und tieferen Bildun-



gen aufgestellt. Die durch die Meinungsverschiedenheiten hervorgerufenen heftigen Debatten sind bis zum heutigen Tage nicht verebht. Es genügt, sich auf die „Tagung über die Quartärgeologie der Tiefebene“ in Jahre 1953 oder auf die Geologische Wandersitzung 1958 in Szeged zu berufen.

Heute wie früher sind die am heftigsten umstrittenen Fragen die der horizontalen und vertikalen Verbreitung der Donausedimente im Tiefland zwischen Donau und Theiß und die Ausmaße bzw. die Tiefenlage des Donau-Schuttkegels um Budapest in den Richtungen S und SO. Weitere Probleme sind, wann die Donau ihr heutiges, in Richtung Nord-Süd verlaufendes Bett einnahm, bzw. ob sie überhaupt im Laufe des Pleistozäns je eine südöstliche Abflußrichtung besaß. Die Antworten auf diese Fragen haben sich, dem jeweiligen Stande der Forschungen entsprechend, sehr verschiedenartig gestaltet.

Nach der Meinung von J. Szabó (1862) verlief die Donau im ganzen Pleistozän entlang einer Bruchlinie am Westrand der Großen Ungarischen Tiefebene. Der Historiker F. Salamon (1876), der als erster Bearbeiter der Geschichte von Budapest die natürlichen Gegebenheiten und die Entwicklungsgeschichte der hiesigen Erdoberfläche eingehend studierte, behauptete, daß die Donau in der Umgebung von Budapest erst an der Wende Pliozän-Pleistozän erschien. Die Donau soll die Visegráder Enge — die früher eine Meeresecke gewesen sein dürfte — durchschnitten und ihren Schuttkegel um Pest zu Beginn des Pleistozäns abgelagert haben. Dieser Kegel soll weit in die heute tiefstliegenden Teile der Tiefebene, bis in die Umgebung des Theißtales gereicht haben. Auch Halaváts (1896) hielt anhand von eingehenderen Studien und von einer Zahl von Bohrprofilen die 50 bis 100 m mächtigen Schichten, die zwischen Donau und Theiß unter dem Flugsand liegen für fluvial. Andererseits fließt die Donau laut Cholnoky (1910) seit dem Anfang des Pleistozäns in ihrem gegenwärtigen Bett am Westrand der Tiefebene. Cholnoky behauptete, daß das Gebiet zwischen Donau und Theiß von einer einheitlichen pleistozänen Lößdecke bedeckt war, die im Holozän von Nordwesten her durch den Wind mit Flugsand aus dem Überschwemmungsgebiet der Donau überdeckt wurde.

Demnach spielte laut Cholnoky die Donau im Laufe des ganzen Pleistozäns keine aktive Rolle in der Gestaltung des — seines Erachtens auf einem Untergrund von Löß liegenden — Sandrücken zwischen Donau und Theiß. Diese Auffassung von Cholnoky hat sich in der einheimischen und ausländischen Literatur weitgehend eingebürgert, obgleich doch E. Scherf (1925—28) in Besitz von detaillierten Bohrungsergebnissen schon früh gegenüber Cholnoky die Ansicht vertrat, daß die NW—SO verlaufenden Mulden zwischen Donau und Theiß keine Deflations-, sondern Erosionssenken, und zwar alte, vom Wind aufgefüllte Donaubetten sind, die seit dem oberen Pleistozän von der Windwirkung noch nicht eingeebnet wurden. Die Feststellung von Scherf, daß die Donau in der Ausgestaltung des nördlichen Teiles der Ebene zwischen Donau und Theiß fast in der ganzen Pleistozänzeit erheblich mitwirkte, erweckte in der geographischen Literatur für lange Zeit keinen Widerhall.

Später hat sich J. Sümeghy (1939, 1944, 1950) eingehend mit der Entstehung der Sedimente im Gebiet zwischen Donau und Theiß befaßt. Er hat einen beträchtlichen Teil der Bohrungsangaben vom betreffenden Gebiet kritisch untersucht, teilweise auch Bohrungsprofile zusammengestellt.



Anhand von diesen gelangte er zu der Ansicht, daß die Donau nach dem Durchbruch der Visegráder Enge bis zum Ende des Pleistozäns schräg durch die Ebene zwischen Donau und Theiß in die Richtung der großen Senke im zentralen Alföld abfloß. Sie setzte ihren Schütt größtenteils in der von Sümehy nachgewiesenen levantischen Mulde von Vecsés—Cegléd—Kecske-mét ab, füllte diese auf und stieß mit vereinzelt Armen nach dem Süden vor: der stärkste Arm verlief am Ende des Pleistozäns in der Richtung Szabadszállás—Szeged. Laut Sümehy hörte dieser schräge Abfluß der Donau nach dem SO erst am Anfang des Holozäns auf, als ihre Richtung, wie bereits besprochen, durch die Senke von Kalocsa nach dem Süden abgelenkt wurde.

Folglich besteht laut den Bohrprofilen und der darauf beruhenden Auffassung von Sümehy der größte Teil des Gebietes zwischen Donau und Theiß, der Sandrücken des Kiskunság, überwiegend aus Donauschutt. Die oberflächlichen Flugsanddünen wurden durch den Wind aus den Sedimenten der Schuttkegel zustandegebracht, während der fleckenweise auftretende Löß sich am Ende des Pleistozäns an den von den Überschwemmungen verschonten Teilen bildete.

Gleichzeitig mit J. Sümehy, und im Besitz seiner Angaben, hat auch B. Bulla (1937—38, 1947, 1951, 1953) die Schuttkegelnatur des Sandrückens zwischen Donau und Theiß betont. Er hat im Gegensatz zu Cholnoky behauptet, daß es in der Tiefebene nirgends eine zusammenhängende ursprüngliche altpleistozäne Lößdecke gibt und daß die Löße im Alföld sich in der letzten Eisphase bzw. in der Fichten-Birken-Phase bildeten. Im wesentlichen stimmt der Standpunkt von Bulla mit dem von Sümehy überein, der Unterschied liegt bloß darin, daß laut Bulla die Donau ihr gegenwärtiges Bett nicht im Holozän, sondern bereits im Jungpleistozän, im letzten Interglazial einnahm und ausschürfte. Diese Behauptung ist von Bulla durch die Nachweisung der spätpleistozänen Terrasse (Nr. II/a) am rechten Donauufer unterstützt worden.

Die Auffassung von Bulla und Sümehy wird durch die meisten Forscher der physischen Geographie und Geologie, die sich neuestens mit der Frage befaßt haben, geteilt. Ob jedoch der Sandrücken des Kiskunság ein Schuttkegel ist oder nicht, ist eine noch nicht vollständig gelöste Frage. Gleichzeitig mit den Forschungen von Bulla und Sümehy hat sich mit der Frage auch I. Miháلتz eingehend beschäftigt (1947, 1950, 1953, gemeinsam mit Ungár: 1954), und erhielt ein abweichendes Ergebnis. Nach Miháلتz verlief die Donau, wie bereits von Cholnoky behauptet, im Pleistozän im Großen und Ganzen entlang ihres heutigen Laufes. Miháلتz konnte in den von ihm überaus sorgfältig untersuchten 10 bis 30 m tiefen Bohrungen am Sandrücken des Kiskunság nirgends fluviale Sande finden. Dagegen konnte er bis 30 m Teufe untereinander 5—6 Lößhorizonte nachweisen, die voneinander durch Flugsandlagen getrennt waren (Miháلتz, 1953). Das Alter der sechs Horizonte hat er anhand der durch G. Bacsák (1942) und P. Kriván (1953) weiterentwickelten Pleistozänchronologie von Milanković bestimmt. Die obersten drei Horizonte hat er den drei Glazialen des Würm, die Horizonte IV und V den beiden Rißglazialen und Horizont VI dem Glazial Mindel<sub>2</sub> gleichgesetzt. Miháلتz schreibt, daß dieses Profil mit den Perioden von Bacsák auffallend gut übereinstimmt, indem nämlich das Klima der Glaziale den Perioden der Lößbildung,

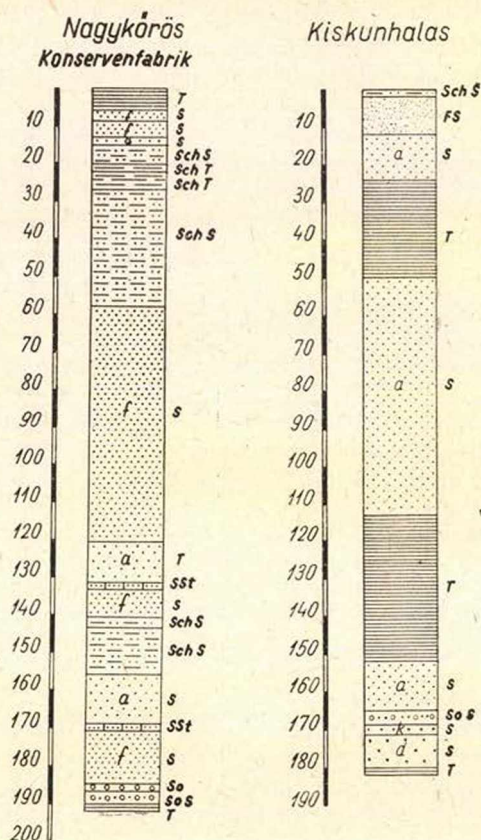


das der Interglaziale den Perioden der Flugsandbildung entsprechen würde. Alles in allem sind die pleistozänen Ablagerungen des Sandrücksens zwischen Donau und Theiß sämtlich äolisch, folglich konnte die Donau in dieser Periode nicht durch das genannte Gebiet streifen.

Allerdings, falls es in den obersten 20–30 Metern Sediment des Rückens keine fluvialen Ablagerungen gibt, wie durch die minutiösen Untersuchungen von Mihályz bewiesen, konnte die Donau zu dieser Zeit wirklich nicht schräg durch das genannte Gebiet geflossen sein; folglich mußte sie ihren Schutt im gegenwärtigen N–S-lichen Tal ablagern. Jedoch ist eine Altersbestimmung anhand des genannten Schemas meiner Meinung nach stark zu bezweifeln. Die Meinungsunterschiede beruhen in erster Reihe auf diesem Umstand. Von den stellenweise etliche hundert Meter Mächtigkeit erreichenden postpannonischen Schichtreihen des Rückens zwischen Donau und Theiß konnten unmöglich nur 20 bis 30, höchstens 50 m im Pleistozän entstanden sein. Dementsprechend hat auch Mihályz in seinem noch nicht publizierten Vortrag anlässlich der geologischen Wandersitzung zu Szeged seine oben beschriebene Auffassung etwas abgeändert und die in etwa 100 m Tiefe auftretenden Fluvialschichten der Bohrung Szentiván bei Baja ins Altpleistozän eingereiht.

### Aufbau und Ausmaße des Schuttkegels der Donau im Alföld

Der Verfasser mußte zu den Fragen von Verbreitung und Entwicklungsgang des Schuttkegels im Laufe seiner Untersuchungen über das Donautal notwendigerweise Stellung nehmen (Pécsi, 1959). Dementsprechend wird er zuerst den sedimentären Aufbau des Gebietes zwischen Donau und Theiß schildern. Zu diesem Zweck sind die Angaben der obengenannten Forscher sowie mehrere Hunderte von Profilen artesischer und anderweitiger Schurfböhrungen eingehend studiert worden. Weiterhin wurden zur Lösung der Frage der Abstammung des Schuttes auch zahlreiche Sedimentanalysen durchgeführt.





## Kiskunfélegyháza

## Kiskunmajsa

## Szeged

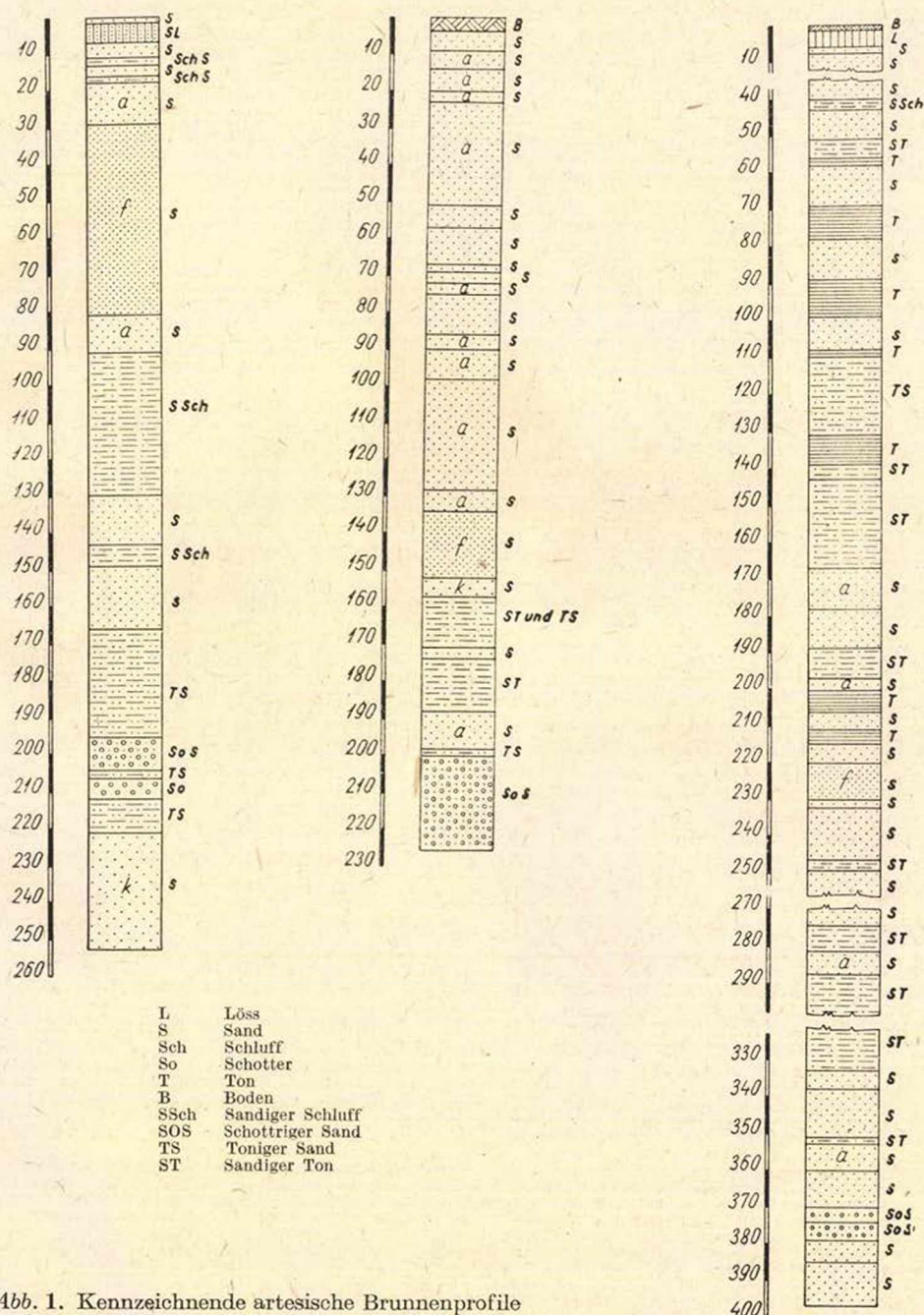


Abb. 1. Kennzeichnende artesische Brunnenprofile  
aus dem Gebiet zwischen Donau und Theiß



Zur Unterstützung der Auffassung von I. Mihályz hat P. Szabó (1955) Schwermineralanalysen der Sandproben von 10 bis 30 m Tiefe aus den Bohrungen des Profils zwischen Kistelek und der Theiß gemacht. Diese Untersuchungen haben angeblich die Abstammung der Sandlagen zwischen den Lößhorizonten aus dem Wassersammelgebiet der Theiß festgestellt. Falls die genannten Angaben richtig sind, so müssen die betreffenden Ablagerungen der Körös und Theiß ganz jungen Alters sein. Dagegen hat Mihályz

die oberste 30 m mächtige Schichtreihe bis auf die Mindel-Glazial zurückgesetzt; die Unrichtigkeit dieser chronologischen Einteilung wurde bereits von Bulla, Scherf, Sümeghy und Kádár auf dem Alföldkongreß angedeutet. Weitere Gegenargumente sind von M. Erdélyi (1955) gebracht worden. Ich möchte meinerseits noch weitere hinzufügen. Zuerst ist es theoretisch unmöglich, daß in einem sinkenden Terrain, wie in der Mitte des Gebietes zwischen Donau und Theiß, der Bohrmeißel in einer Tiefe von 30 m bereits altpleistozäne Schichten erreicht haben soll, — wie das das Mihályz'sche Profil durch Baja, Kiskunhalas und Pusztaszer behauptet. Wir möchten nun anschauen, was die Praxis, nämlich die Bohrprofile in dieser Hinsicht lehren, und welche Sedimente von den artesischen und anderen Schurfb Bohrungen erbohrt worden sind (Abb. 1., 2.).

Wir haben unter den Bohrungen in den Gebieten der größeren Städte und Gemeinden die Profile mit den zuverlässigsten Angaben ausgewählt. Wir haben ein besonderes Augenmerk denen, die nach dem Bohrprofil Quarzschotter oder Grobsand enthalten, gewidmet. Es können nämlich die Profile der gebohrten Brunnen selbst innerhalb einer und derselben Stadt recht unterschiedlich sein. Obwohl die Profile in Abb. 1 und 2 einleuchtend genug sind, möchte ich ihre Bewertung doch durch einige Gesichtspunkte erleichtern.

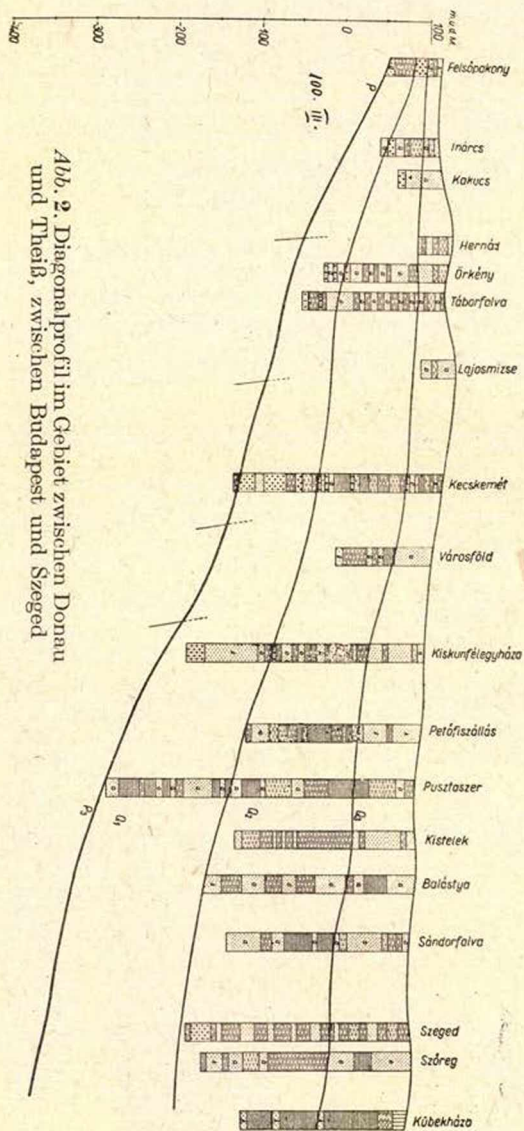


Abb. 2. Diagonalprofil im Gebiet zwischen Donau und Theiß, zwischen Budapest und Szeged



Bei Kecskeném hat man die Schichtreihe mit grobem Fluvialschotter zwischen 220 und 240 m, bei Kiskunfélegyháza zwischen 250 und 300 m erhoben. Obwohl die Zahl der Schotter- bzw. Grobsandhorizonte von Kiskunfélegyháza nach Szeged zu abnimmt, so bleiben doch einige von ihnen beständig. In den Bohrungen von Szeged sind einige Schotterschichten, besonders aber die mit Tonlagen abwechselnden Sandschichten bis zu einer Tiefe von 1000 m zugegen.

In Abb. 3 ist die zunehmend markante Absenkung der Pannonschichten in die Richtung der von Süme gy angenommenen zentralen Senke der Tiefebene bemerkenswert. In der Bohrung von Hódmezővásárhely wurde das Pannon selbst in einer Tiefe von 1000 m hoch nicht erreicht.

Im gegenwärtigen breiten Überschwemmungsgebiet der Donau erreicht nach den Bohrungsangaben die Mächtigkeit der groben schottrigen tal-aufschüttenden Fluvialablagerungen bei Szabadszállás noch nicht die 30 m, wegen sie bei Soltszentimre bereits 50 m, bei

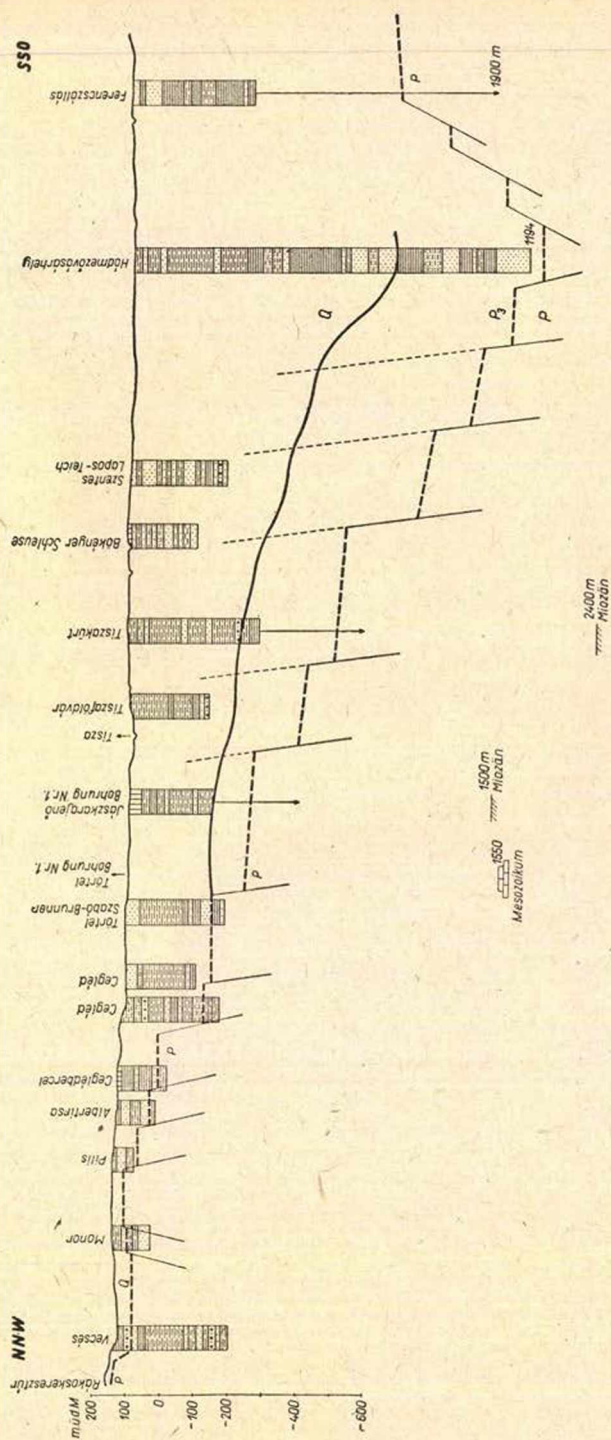


Abb. 3. Diagonalprofil im Gebiet zwischen Donau und Theiß, zwischen Budapest und Hódmezővásárhely



Tabdi 100 m übertrifft (Abb. 4). Letzterer Ort liegt schon in der von Sümeghy angedeuteten Senke von Kalocsa. Weiterhin haben die Bohrungen von Kiskunhalas, Jánoshalma, Bácsalmás und Tompa im Süden des Landes zwischen Donau und Theiß etliche Grobsand- und Schotter-schichten zwischen 50 und 80 m Teufe durchbohrt.

Das Profil in Abb. 5 verläuft in der ungefähren Richtung N—S zwischen Donau und Theiß. Es zeichnet auch die erbohrten, bzw. durch Schwere-messungen angedeuteten Tiefenlagen der pannonischen Schichten und des mesozoischen Untergrundes auf. Nach dem Profil kommt die von Sümeghy nach-gewiesene große Zweigdepression der Alföldsenke von der Mitte des Alföld zwischen Cegléd und Kiskunhalas nach Nordosten herüber, und verliert sich nach den Angaben der Abb. 2 im südlichen Vorland der Pester Ebene. Wie durch Brunnenbohrungen bewiesen (für Einzelheiten s. Pécsi 1959), wird die genannte Dep-ression, die S von dem Hügelland von Gödöllő anfängt, nach dem SSO hin immer tiefer und zugleich keilartig breiter, so daß sie sich mit einer breiten Mündung in die zentrale, bis 1000 m tiefe postpannonische Senke des Alföld öffnet.

Die Profile und die einzelnen Bohrungen zeigen einleuchtend die Verfeinerung des Schuttes in S—SO-licher Richtung. Zwischen Keskemét und Kiskun-félegyháza sind die Schotter-schichten noch recht häufig und mächtig, wogegen in der Linie Kiskunfélegyháza—Kistelek—Mindszent und südlich davon die sandigen, sandig-schlammigen und sandig-tonigen Schichten in einer immer größeren Zahl vorkommen. Diese zeigen eine noch nicht hinreichend erklärte rhythmische Abwechslung untereinander (Abb. 1). Der fluviale Ursprung der Ablagerungen, sowie auch der Umstand, daß diese die Fortsetzungen der nördlicheren größeren Ablagerungen bilden, geht aus ihren Lager-ungsverhältnissen und ihrer Aufeinanderfolge sowie aus der Mannigfaltigkeit der Bohrprofile in einer und derselben Ortschaft klar hervor, und wird auch durch die Abrollungsanalysen am Schottermaterial aus Bohr-proben (Schotter und Grobsand) bewiesen (Pécsi M.—Mme E. Pécsi-Donáth, 1960; Tabelle Nr. 5.).

Die meisten Schotterproben konnten aus den Bohrungen um Nagykőrös gewonnen werden. Diese weisen, wie aus der Tabelle ersichtlich, einen ausgesprochenen danubischen Abrollungsgrad auf. Die Schotterproben fan-den sich in den zehn Bohrungen in verschiedener Tiefenlage. Die höchste lag 220 m, die tiefste 380 m unter der Oberfläche. Diese Schotter sind Fortsetzungen in die Tiefe von Schuttkegelschottern, die in der Umge-bung von Budapest noch am Tage liegen.

Die Abrollungsanalysen beweisen in einleuchtender Weise, daß der Schutt in der nach SO keilartig sich ausbreitenden Senke zwischen Donau und Theiß nur danubischer Abstammung sein kann.

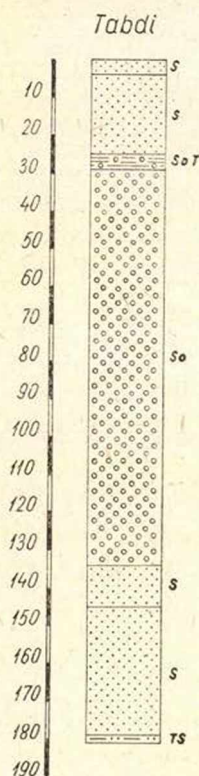


Abb. 4. Profil des ar-tesischen Brunnens von Tabdi, aus der Kalocsaer Senke



Da die Schotter von Nagykőrös gewiß von der Donau herkommen, ist es schon wegen der Form und Orientierung der Mulde recht schwer, eine andere als südöstliche Transportrichtung vorzustellen. Die aus dem nordöstlichen Mittelgebirge herkommenden Wasserläufe (Abb. 6) haben meist an der Aufschüttung der augenfälligen Jászszáger Depression gearbeitet, oder aber durch dieselbe in die zentrale Senke der Tiefebene vorgedrungen. Wir können uns jedoch auch darauf berufen, dass die Wasser- und Schuttführung der Nebenflüsse, wie jetzt, so auch in der Vergangenheit viel kleiner als die der Donau war.

Solange die Donau mit der Aufschüttung der Depression von Kecs-kemét—Cegléd beschäftigt war, haben auch die Wasserläufe Transdanubiens Schutt in die Tiefebene gefördert, und zwar bis zum jeweiligen Rande des hin und her wandernden Donau-Schuttkegels. So können laut M. Erdélyi (1955) die Schotter aus den Bohrungen zwischen Baja und Tompa und weiter südlich transdanubischer Abstammung sein. Süme gy h y war auch derselben Meinung. Nach ihm verzweigte der südlichste Arm der schräg durch das Land zwischen Donau und Theiß fließenden Donau etwa bei Kiskőrös nach SO. Südlich und südwestlich von dieser Linie lagen Gebiete, die von der Donau bis Ende Pleistozän nicht besucht worden sind. Es wurde bereits von P. Treitz (1903) betont, daß die Donau vor der Entwicklung ihres gegenwärtigen Tales verästelt nach O bzw. SO durch das Land zwischen Donau und Theiß zog, nördlich von der Linie Kiskőrös—Soltvadkert. Ihr Abfluß nach dem Süden ist durch Schotterkegel, die von Transdanubien her in die Tiefebene herüberreichten, gehemmt

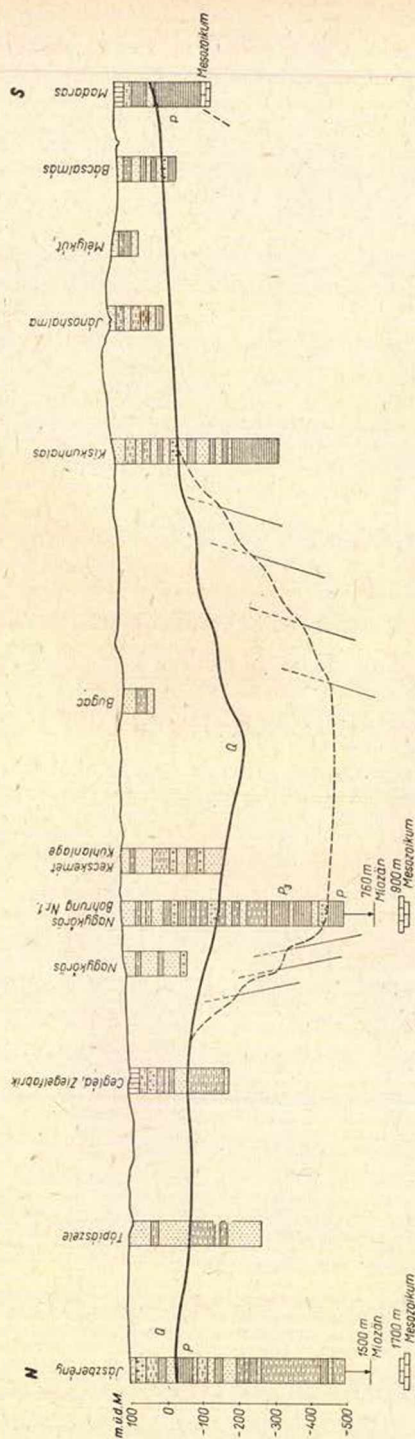


Abb. 5. Profil des Gebietes zwischen Donau und Theiß, zwischen Jászberény und Tompa



worden. Diese hat die Donau später durchschnitten, jedoch sind ihre Überbleibsel stellenweise noch erhalten. Treitz hält u. a. den Sand im Unterteil der steilen Lößwand von Császártöltés für eine derartige Bildung (1903).

Auch die Abrollungsanalysen beweisen, daß die Schotter im unteren Teil der Kalocsaer Senke aus Transdanubien herkamen, da sie einen kleineren Abrollungsgrad aufweisen als die Donauschotter. Diese Annahme wird auch durch die petrographische Zusammensetzung der Schichten am Boden der genannten Senke bewiesen. Die Anwesenheit des Schuttes der Flüsse Ur-

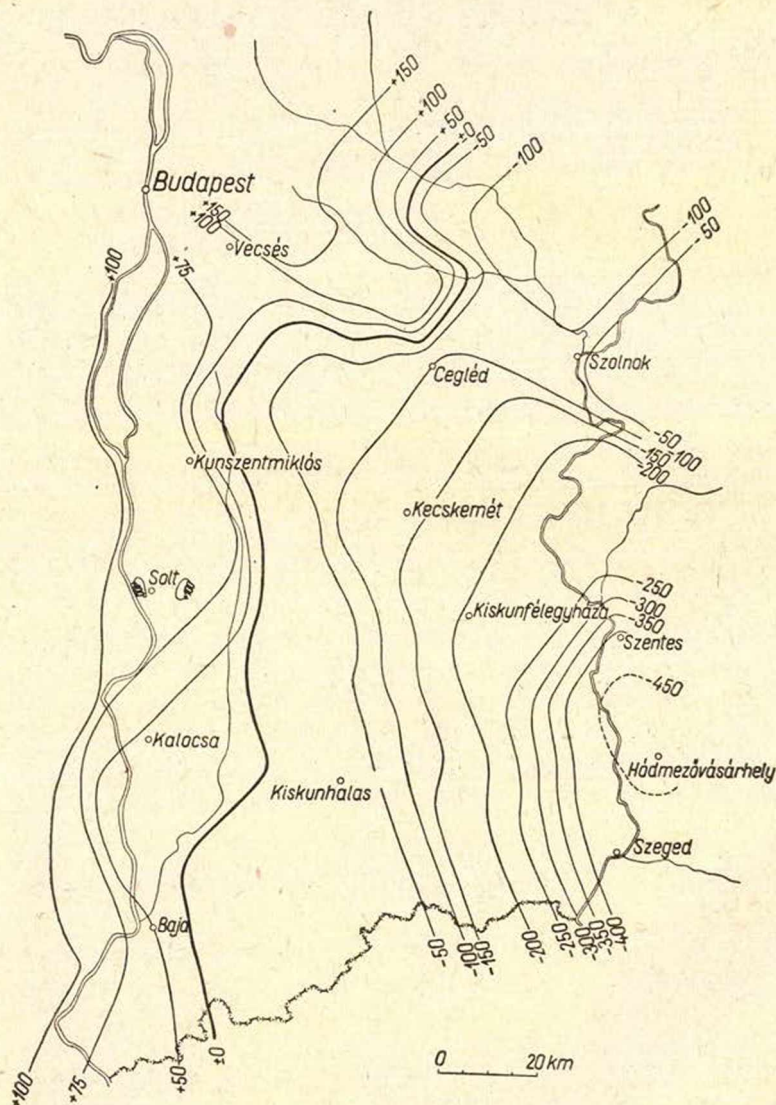


Abb. 6. Mächtigkeitskarte der Pleistozänablagerungen zwischen Donau und Theiß. Entworfen von J. Urbancsek, unter Beachtung der Gesichtspunkte des Verfassers



Kapos und Ur-Sárvíz im Westen und Süden des Gebietes zwischen Donau und Theiß ist folglich eine reelle Möglichkeit. Andererseits zeugt die kleiner als danubische Abrollung der Quarzkiesel im Schotter in 50 m Tiefe der Bohrung Törtel 2 dafür, daß in der letzten Phase der Aufschüttung der Jászság auch von NO Schutt durchkommen konnte, bis an den Nordostrand des Donau-Schuttkegels, in das Randgebiet des Hügellandes von Gödöllő.

Selbstredend gab es im mächtig sich ausbreitenden Schuttkegel auch unüberschwemmte Teile bzw. stagnierende Mulden von längerer oder kürzerer Dauer. Dort konnten, zeitlich und räumlich sich abwechselnd, äolisch-terrestrische bzw. lakustrisch-sumpfige Ablagerungen entstehen. So kann man m. E. die mannigfaltige Schichtreihe der Bohrungen und Profils erklären.

Für die Struktur und Tiefenlage des Schuttkegels zwischen Donau und Theiß ist die räumliche Verbreitung der ältesten schottrigen Donausedimente überaus kennzeichnend. In den Teilen des Donauschuttkegels um Budapest liegen die ältesten schottrigen Ablagerungen in einer Höhe von 250 bis 120 m ü. d. M. (Oberfläche der Schuttkegelterrasse V). Von Vecsés an liegen sie 20—30 m tief unter der Oberfläche in einer absoluten Höhe von 100 m. In den Bohrungen von Cegléd kommen sie wenigstens 200 m unter der Oberfläche, d. h. ungefähr 100 m u. d. M. vor. Um Nagykőrös befinden sie sich 150 bis 250 m, bei Kiskunfélegyháza etwa 250 m unter der heutigen Meeresfläche.

#### Angaben über das Alter der Schuttkegelablagerungen

Die Molluskenfaunen der in den letzten Jahren durchgetauften artesischen Brunnen sind durch die Mitglieder der Staatlichen Geologischen Anstalt gründlich bearbeitet worden. Wegen Platzmangel können all die Untersuchungsergebnisse unmöglich aufgezählt, ja sogar die Schichtprofile der einzelnen Brunnen nicht in ihrer vollen Länge mitgeteilt werden; es werden nur die tieferen Partien einzelner Brunnen beschrieben.

##### Szolnok-Schwefelsäurefabrik

287,00—315,50 m

toniger Sand

*Candona parallela* Müll.,

*Ilyocypris bradyi* Sars.;

Pleistozän

338,00—351,00

sandiger Ton, gelb, kalkig, glimmerführend, mit Lignitspuren, Schalenbruchstücken, Ostracoden;

*Rotalia beccarii* L. 1 abgewetztes Exemplar. (Hegedüs Gy.), 334,00—351,00: *Candona parallela* Müll.,

*Ilyocypris bradyi* Sars.,

*Limnocytheris incisa* Dahl,

*Cyclocypris laevis* Müll.,

*Candona balatonica* Daday,

*Paracypris* sp. ind.

*Metacypris* sp. ind.; Pleistozän Z al á n y i

Aus dem 339 m tiefen Brunnen der Staatlichen Wirtschaft von Alesisziget bei Szolnok kamen auch Gastropoden pleistozänen Charakters zutage. Das war auch bei der 339 m tiefen Bohrung in der Ziegelfabrik von Szolnok der Fall. Obwohl die Bohrungen von Szolnok etwas östlich vom Schuttkegel liegen,



haben die sandig-tonigen Schichten dieser Bohrungen die besterhaltenen Pleistozänmollusken hergegeben.

Die Bohrung im Parkbad von Hódmezővásárhely hat noch in Tiefen von 500—600 m Schichten mit Molluskenfaunen pleistozäner Prägung durchteuft. Bei den Bohrungen von Szentes und Szeged hat man es mit einem ähnlichen Fall zu tun.

*Szentes, Brunnen der Staatlichen Wirtschaft Ujváros*

175,00—211,00 m

*sandiger Ton*

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.

*Chara*-Früchte

237,00—268,00 m

*sandiger Ton*

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.

Pleistozän

Der 186 m tiefe artesische Brunnen an der Eisenbahnstation Lakitelek hat in seiner ganzen Teufe Schichten mit Bruchstücken von Pleistozänmollusken erbohrt. Die Bohrung blieb in einer 11 m mächtigen schottrigen wasserführenden Schicht stehen

*Martfü, Schulbrunnen*

225,00—228,00 m

*Ton*

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.,

*Candona parallela* G. W. Müll.,

Pleistozän

*Artesischer Brunnen der Maschinenstation Sándorfalva*

229—232 m

*Ton*

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars.,

*Limnocytherea incisa* Dahl.,

*Cyclocypris* sp. ind. Gesamteindruck:

Pleistozän

Aus Bácsalmás sind durch M. Erdélyi (1955) mehrere Bohrungen bekanntgegeben worden, deren Schichtreihen in Teufen um 80—100 m noch Molluskenfaunen pleistozäner Prägung erhielten.

Aus der Tiefenlage von 90—100 m der Katymärer Bohrung hat F. Bartha gleichfalls eine Pleistozänfauna bestimmt.

In einer 147 m tiefen Bohrung bei Tompa sind folgende Fossilien bestimmt worden:

103,00—109,00 m

*sandiger Ton*

*Gyraulus albus* Müll.,

*Segmentina nitida* Müll.,

*Bithynia* cfr. *tentaculata* L.,

Viele *Opercula*,

*Candona parallela* G. W. Müll.,

*Candona balatonica* Daday,

*Cyclocypris laevis* O. F. Müll.,

*Ilyocypris bradyi* G. O. Sars;

Pleistozän

M. Schwáb)



Letztere Angaben beweisen, daß pleistozäne Schichten selbst in der Mitte der Lößtafel in der Bácska bis zu Teufen über 100 m vorkommen (Abb. 1.). Es ist weiterhin ersichtlich, daß die pleistozäne Schichtreihe im ganzen Gebiet zwischen Donau und Theiß, aber auch entlang der Theiß wesentlich mächtiger ist als bisher vermutet (Abb. 6).

### Entwicklungsgeschichte des Donau-Schuttkegels in der Tiefebene

Die Entwicklung des Schuttkegels ist mit der postpannonischen Entwicklungsgeschichte der Tiefebene aufs engste verbunden. Deshalb müssen die geologischen und strukturellen Eigenschaften des betreffenden Teiles der Tiefebene kurz erwähnt werden. Die Grundzüge des geologischen und geophysikalischen Aufbaues werden durch die Schweremessungen (L. Kőrössy, 1954, V. Scheffer, 1958) und Tiefbohrungen zur Genüge gekennzeichnet. (S. die Isogammenkarte von Ungarn in Scheffer, 1958, sowie Kertai: Die Mächtigkeit der postsarmatischen Sedimente in Ungarn). Die Mächtigkeit der Beckenablagerungen sowie die Tiefenlage des Beckenuntergrundes wird in großen Zügen durch die Karte von Kertai angegeben, es können jedoch von dieser Karte auch die wichtigsten Strukturlinien abgelesen werden. Über die Streichrichtungen im Beckenuntergrund zeichnet die Schwerekarte ein ganz ähnliches Bild. Demnach kann man im Norden des Landes zwischen Donau und Theiß die NO—SW-Haupttendenz und dazu senkrechte Richtungen erkennen, ähnlich wie im Ungarischen Mittelgebirge. Jedoch werden um die Mitte unseres Gebietes, südlich von Kecskemét, die O—W gerichteten Tendenzen vorherrschend, wobei auch hier die Richtung NO—SW bemerkbar bleibt.

Aus unserem Gesichtspunkte ist z. B. die aus der Richtung von Alsónémedi nach Pesterzsébet heraufreichende Schweretiefbucht von Interesse, die in die Richtung des tektonischen Tales von Pilisvörösvár zeigt. Im Einklang mit den Schweremessungen konnte hier eine Synklinale in den Tertiärschichten nachgewiesen werden (Bartkó—Szabényi, 1947). In dieser Tiefachse liegt auch die große Depression östlich von Örkény, die nicht nur zwischen Donau und Theiß, sondern im ganzen Lande die höchsten negativen Schwerewerte aufweist. Weiter, aber in derselben Richtung liegt das Minimum von Kiskunfélegyháza, wo auf der Karte von Kertai die postsarmatischen Sedimente mit Mächtigkeiten von 3500 m auftreten (größte Mächtigkeit im ganzen Lande). Diese Schwereminima werden, wie aus der Schwerekarte von Ungarn ersichtlich, durch NO—SW streichende relative Hochgebiete voneinander getrennt. Ein auffallendes Beispiel dafür ist der Schwererhoch um Bugyi—Úrböpuszta, wo durch einen von jungen Ablagerungen bedeckten Triashorst ein Schwereüberschuß verursacht wird. Der Triaskalk ist bei Úrböpuszta in einer Tiefe von bloß 230 m, weiter nördlich und auch südlich 1200 m tief erbohrt worden. Derartige Strukturen wird es wohl auch anderswo geben.

In der nordwestlichen Ecke des Gebietes zwischen Donau und Theiß gibt es eine andere wichtige Struktur, die des NW—SO streichenden Schweretiefs von Gödöllő—Monor. Die Bohrungen von Gödöllő haben erwiesen (s. die



Erklärungen zu der Geologischen Karte von Ungarn), daß hier die pannonischen Schichten in synklinaler Lagerung vorkommen.

Diese Depression und die Reihe der vorhin beschriebenen NW—SO streichenden Depressionen mochten als Richtlinien und Erosionsbasen sowie Sedimentierungsräume für das durch die Vácer Enge fließende Wassersystem gegolten haben.

J. S ü m e g h y (1955) ist, anhand von Untersuchungen mehrerer Jahrzehnte, zu der Erkenntnis gelangt, daß das Zentrum der Senkung der Tiefebene und gleichzeitig die Erosionsbasis und der Sedimentierungsraum der Flüsse des Mitteldonau-Beckens, im oberen Pliozän und auch Anfang Pleistozän in der Theiß—Maros—Ecke lag. Diese Senke reichte in Keilform nach Nordwesten bis in das gegenwärtige Zwischengebiet von Donau und Theiß herüber. Laut S ü m e g h y haben die Flüsse der Tiefebene zuerst die zentrale Senke der Tiefebene aufgefüllt, und erst dann die Umgebung derselben. Deshalb sind die altoberpliozänen (levantischen) Fluvialbildungen weniger weit verbreitet als die altpleistozänen.

Der Schuttkegel der Donau in der Tiefebene kann nach räumlicher Lage und Entwicklung in drei Teile gegliedert werden, nämlich 1) der Teil am Tiefebene-Rand, 2) der Teil in der Tiefebene, 3) der Teil im heutigen Donautal.

### Die Entwicklung des Schuttkegels am Rande der Tiefebene

Die danubische Entstehung dieses Schuttkegels ist in der Literatur im allgemeinen nicht angezweifelt worden. Die Spitze des Kegels liegt etwas südlich von Vác, und zieht nach meinen Untersuchungen in der Form von Schuttkegelterrassen durch die Pester Ebene (P é c s i 1956, 1958). Auf die Entstehung der äußeren älteren sandig-tonigen Teile, der Sande des Hügellandes um Gödöllő aus dem Schuttmaterial teils der Donau, teils ihrer Nebenflüsse hat als erster S ü m e g h y (1955) hingewiesen. Verfasser war im Laufe seiner Arbeiten im Donautal unabhängig zu derselben Auffassung gelangt (1958). Dementsprechend ist die Gödöllőer Hügellandschaft größtenteils nicht ein in einer Hochlage übriggebliebener Teil der pannonischen Schichtenreihe, sondern eine oberpliozän-astische überwiegend sandig-kreuzgeschichtete Serie von etliche hundert Meter Mächtigkeit. Die nördliche Spitze des Schuttkegels ist später von der Donau zerstört worden. Dieses Gebiet hat, am Rand der Tiefebene liegend, nach der Meinung von S ü m e g h y seit seiner Entwicklung nicht wesentlich gesunken. M. E. hat es sich vielmehr zusammen mit dem Mittelgebirge sogar etwas gehoben, wogegen sein südöstliches Drittel; von Ceglédbercel bis zur Tiszaebene, bereits etwas gesunken ist.

Die zahlreichsten und zuverlässigsten morphologischen und geologischen Beobachtungen und Bohrungsergebnisse stehen uns über den randlichen Schuttkegel der Donau, der bis heute an der Oberfläche liegt, zur Verfügung. Deshalb bin ich bestrebt, den Entwicklungsgang der Schotterkegel in ihren Einzelheiten in erster Reihe durch den Formenschatz und den Bildungen dieses Kegelteiles belegt zu erläutern. Ich möchte damit auch die Gliederung der Pleistozänablagerungen der Tiefebene um einen Schritt weiterführen. Auch über die schuttkegelbildende und formgestaltende Wirkung der jungen Krustenbegungen habe ich weiteres Beweismaterial angesammelt.



## Entstehung des kreuzgeschichteten Grobsandes um Gödöllő

Im östlichen, größeren Teil der Pester Ebene ging bis zum Ende des Oberpannons eine binnenseeische Sedimentierung vor sich, und die dadurch entstandenen sandigen und hauptsächlich tonigen Ablagerungen nehmen ein großes Gebiet ein. Die spätpannonischen sandigen Bildungen bezeugen bereits ein langsames Zurückziehen des Sees und eine Vermischung fluvialer und lakustrischer Ablagerungen.

In der postoberpannonischen Senke, über den binnenseeischen Ablagerungen des Spätpannons am östlichen Rande der heutigen Pester Ebene und besonders östlich davon, entlang der Achse Gödöllő—Irsa, haben sich weitverbreitet die mächtige Schichten eines sog. kreuzgeschichteten Fluvialsandes abgelagert. Diese Bildung ist auf faunistischer Grundlage von M. Mottl (1940), und anhand stratigraphischer Analogien von Sümeghy (1955) in die astische Stufe des Oberpliozäns eingereiht worden. Die Ablagerung dieser stellenweise über 200 m mächtigen hauptsächlich sandigen Schichtreihe hat lange gedauert, vermutlich bis ins Pleistozän und vielleicht auch darüber hinaus. Sie besteht nicht ausschließlich aus Donauschutt, jedoch hat anhand des Abrollungsgrades (Tabelle 1) neben einigen Flüssen aus den Nordkarpaten bereits auch die Urdonau an der Anhäufung der riesigen Sandmenge teilgenommen. Die ursprüngliche Verbreitung und Lage des kreuzgeschichteten Sandes ist heute schwer zu rekonstruieren. Während seiner Ablagerung und in der seitdem verflossenen langen Zeit ist er durch die exogenen Kräfte weitgehend zerstört, sein oberflächlicher Formenschatz umgestaltet worden. Über die tektonischen Bewegungen, die in diesem Gebiet aktiv waren, haben wir nur lückenhafte Angaben. Szentes (1940), Pávai Vajna (1938) und Sümeghy (1948, 1953, 1955) stellen nur soviel fest, daß der südöstliche Teil sank, während sich des nordwestliche erhob. Zwischen die Sandschichten haben sich Linsen von Ton und sandigem Ton eingelagert: es läßt sich daraus und aus der Schichtung und Textur der Sandschichten folgern, daß in morphologischer Hinsicht das ganze Gebilde zuerst deltaartig abgelagert wurde, wonach es sich am Rande des sich nach dem Süden zurückziehenden Binnen-sees der Tiefebene in einen feinkörnigen Schuttkegel umgestaltete.

Nach der Mitteilung von P. Coteţ (1957) liegt auch am Westrand der Oltenischen Ebene eine riesige Masse Grobsand an der Basis der ältestpleistozänen danubischen Schotterterrasse. Ich hatte Gelegenheit, die dortigen Verhältnisse zu studieren und sie mit denen am Alföldrand zu vergleichen. Auf dieser Grundlage kann, obzwar im Mangel von Sedimentanalysen, vermutet werden, daß die Bildung der levantischen Sande am Ostrand der Oltenischen Ebene mit der der größtenteils danubischen kreuzgeschichteten Sande am Alföldrand 'parallelisiert' werden kann, auch wenn die letzteren vielleicht aus einem älteren Ablagerungsstadium herrühren.

Diese langdauernde, hauptsächlich sandige Sedimentation ist von Prozessen begleitet worden, deren Verlauf durch die Analyse der Ablagerungen und der noch erhaltenen oberflächlichen Formen schon besser erkennbar und interpretierbar ist.

Die Schuttkegelbildung hörte für längere Zeit auf, dann setzte sie sich jedoch unter veränderten Umständen fort, bloß wurde das Schuttmaterial gröber und es kam auch zur Bildung von Terrassen.



## Die Entstehung der ältesten Schuttkegel- terrasse (Nr. V) und die vorangehende mächtige Erosion

Die vorhin skizzierte Oberflächengestaltung und die Oberflächenmorphologie ist durch die Krustenbewegungen der rhodanischen Phase an der Wende Pliozän-Pleistozän und durch die Klimaveränderung am Anfang des Pleistozäns weitgehend verändert worden. Infolge der rhodanischen Phase kamen die Karpaten, sowie auch unsere Mittelgebirge ins Steigen, wogegen in der Tiefebene erneuerte Senkungen vor sich gingen. Die durch S ü m e g h y (1944, 1948, 1950, 1951, 1954, 1955) nachgewiesenen und vom Verfasser bestätigten Grabensenken zwischen Kecskemét und Cegléd sowie das kraftvolle Einsinken der postpannonischen Depression in der Mitte der Tiefebene mag dazu beigetragen haben, daß die kreuzgeschichteten Sande von Gödöllő von den auf die Tiefebene tretenden Donauarmen so weitgehend erodiert wurden.

S ü m e g h y setzt diese rasche und seit dem Pannon zweitstärkste Absenkung auf das Ende der astischen Stufe und noch später. *Meines Erachtens sollte man das Pleistozän von dieser großen Erosionsperiode nach der Asti-Stufe rechnen.* Die dadurch entstandene Senke ist jünger als die zwischen Gödöllő und Irsa und hat sich im Laufe oder nach der Auffüllung derselben gebildet.

Die Entstehung einer neuen, sich allmählich ausbreitenden lokalen Erosionsbasis SO von Budapest, bei Cegléd und bis Kecskemét, führte zu einem erhöhten Fall der Flußbetten und vor allem zu dem der Urdonau. Dieser Prozeß ist durch die relative Steigung des Vulkangebirges von Visegrád—Börzsöny noch mehr betont worden. Die Urdonau hat einerseits in der Pester Ebene ihre Abflußrichtung verändert, da sie durch die neue Senke südlich von der Linie Gödöllő—Irsa angezogen wurde, und andererseits hat sie auch ihren Mechanismus gewechselt, und schnitt sich scharf in die früher abgelagerten Sande ein. Diese Erosion griff in kurzer Zeit bis ins Visegráder und Börzsönygebirge zurück. Die größere Reliefenergie befähigte den Fluß zum Transport einer größeren Schuttmasse. Dieser Prozess wird durch die Erosion der westlichen und südwestlichen Teile des kreuzgeschichteten Sandes angedeutet. Die östliche steile Grenze der Pester Ebene zwischen Mogyoród—Kerepes—Nagytarcsa—Pécel—Ecsér, vermutlich entlang einer Bruchlinie, ist ein Beweis für die Erosionstätigkeit der spätpliozänen-frühpleistozänen Donau. Infolge der erhöhten Erosionswirkung ist die Senke zwischen Cegléd—Kecskemét durch die seit Anfang des Pleistozäns erheblich angereicherten größeren Geschiebe der Donau allmählich aufgeschüttet worden. Früher hat die Donau überhaupt keine Sedimente in dieses Gebiet transportiert. Auch die pleistozäne Klimaveränderung hat sich im Mechanismus des Flusses zunehmend bemerkbar gemacht. Der Wasserhaushalt wurde infolge des glazialen Klimas (Günz) immer extremer, und die Menge des Schuttes nahm zu. An der Wende Pliozän-Pleistozän hat die Donau, zur Zeit ihrer Abschwenkung in die Richtung Cegléd—Kecskemét ihren Schuttkegel südöstlich von der heutigen Pester Ebene aufgebaut.

Vorerst hat der Fluß im Gebiet der Senke in zunehmendem Maße einen Unterlaufcharakter angenommen. Die Senke wurde nämlich durch die Entwicklung und das Fortschreiten des Schuttkegels immer mehr aufgeschüttet, dadurch nahm der Fall und damit die erodierende Kraft auch in den höheren Teilen ab. Der Schuttkegel der nach der Senke Cegléd—Kecskemét fließenden



Donau schritt in die Richtung der heutigen Pester Ebene mit zunehmender Geschwindigkeit zurück. Fast gleichzeitig mit diesem Prozess ist jedoch das Gebiet des Visegráder, Börzsöny- und Cserhátgebirges durch die gebirgsbildenden Kräfte gehoben worden. Demzufolge blieben die zu dem Rück-

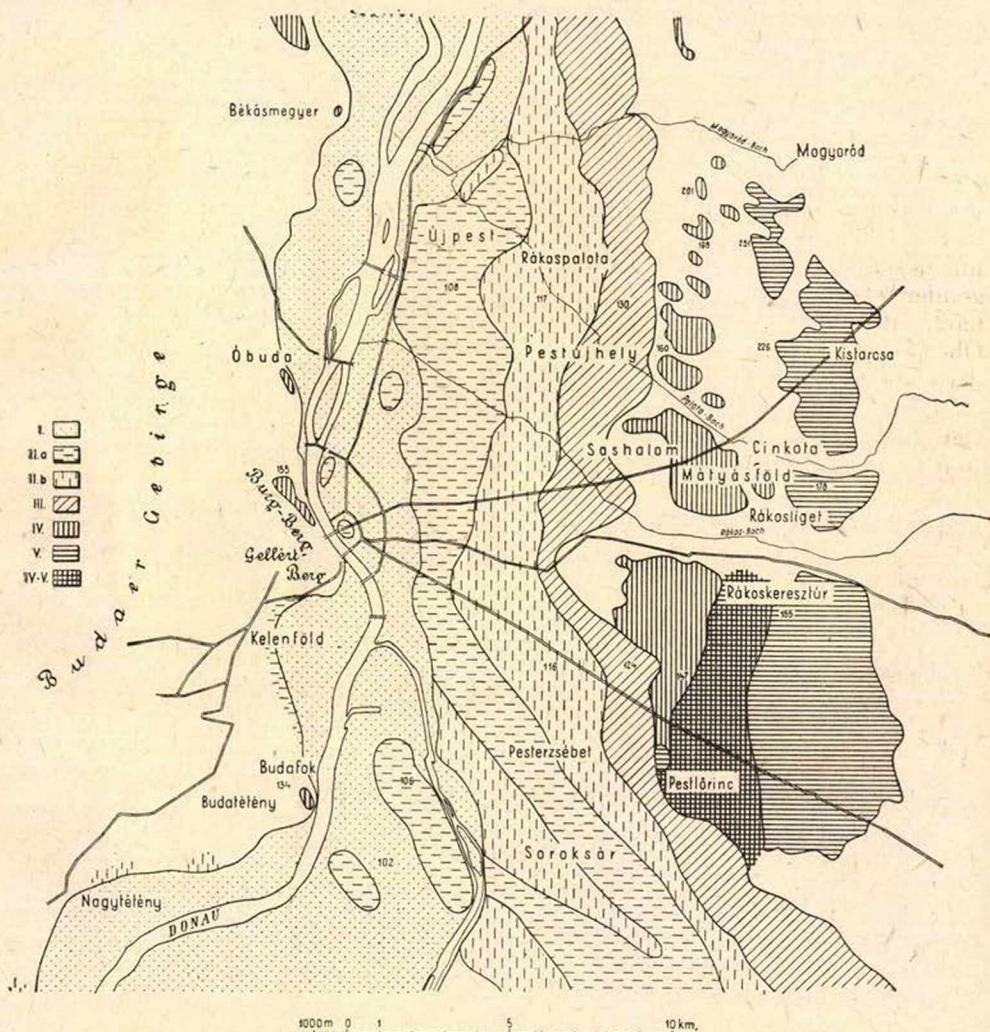


Abb. 7. Terrassenmorphologisches Bild des danubischen Schuttkegels am Rande der Tiefebene

I—V. = Terrassen

wärtsschreiten des Schuttkegels günstigen Umstände eine lange Zeit hindurch erhalten. Die Voraussetzungen der Schuttbildung sind folglich durch Krustenbewegungen und klimatische Faktoren geschaffen worden. In Präglazial war infolge der Krustenbewegungen der Tiefschurf intensiv.

Darauffolgend ging im ersten Glazial eine zunehmend grobe, schottrige



Schuttablagerung vor sich, die die Aufschüttung der Senke und die Bildung des Schuttkegels zur Folge hatte.

Der mächtige frühpleistozäne Schuttkegel kann aus den heute noch am Tage liegenden Schuttkegelresten und aus den Bohrprofilen rekonstruiert werden. Die Mächtigkeit des Schuttkegels betrug in der Umgebung von Budapest anhand der heute zu beobachtenden Überreste über 30 m, nahm südlich zu, und ihre Ablagerungen verschwinden heute in südlicher Richtung unter jungen Sedimenten.

Die oberflächlichen Reste des frühpleistozänen Schuttkegels wurden in Abb. 7 mit V. bezeichnet. Über das Alter seiner Entstehung geben die Fossilfunde aus den Schottern gute Auskünfte (Halaváts 1898, Schlesinger 1922, Mottl 1941). Die *Mastodon borsoni*-Fauna wird von M. Mottl und M. Kretzoi für Günz gehalten, wird jedoch durch Z. Schréter in das Oberpliozän verlegt (1958). Die Meinungsverschiedenheiten sind nicht nur deshalb wichtig, weil sie in der Altersbestimmung und in den zugrundeliegenden Anschauungen Unterschiede beweisen, sondern auch darum, weil nach alledem die Ablagerung des betreffenden Schuttes entweder bereits im Oberpliozän beginnen konnte oder nach einer anderen Möglichkeit, die Mastodonreste aus älteren Sanden können umgelagert worden sein. Meiner Meinung nach war auf der Wende Plio-Pleistozän in erster Reihe die besprochene Vertiefung und Einschneidung tätig. Der Großteil des Schuttmaterials kam vermutlich am Anfang des Pleistozäns diskordant über dem Astisand liegen. Das kann die Ursache der Behauptung sein, daß die Fossilfunde in den tieferen Schotterlagen noch oberpliozäner Prägung sind. Dagegen wird das glaziale Alter eines überwiegenden Teiles dieser Schotterdecke dadurch bewiesen, daß ein Teil dieses Schuttkegelschotters über einer bereits durch Kryoturbation erfaßten Oberfläche liegt.

Im Laufe neuester Untersuchungen hat man im Wiener Becken ähnliche Ergebnisse erzielt. Die *Mastodon borsoni* enthaltenden Laaerberger und Wienerberger Terrassen sind in das Günz eingereiht worden (Fink—Majdan, 1954).

#### Die Schuttkegelterrasse No. IV

In der Pester Ebene kommt innerhalb der Überreste des frühpleistozänen Schuttkegels Nr. V und westlich davon (Abb. 7) der tiefere Horizont der Schotterterrasse Nr. IV vor. Vom Mogyoróder Bach bis zum Rákosbach sind die Niveaudifferenzen der zwei Terrassen recht gross (20—50 m). Nach Süden nimmt dieser Unterschied stetig ab, und beträgt zwischen Kőbánya und Pestlőrinc nur noch 10—15 m. Der Schotter des Schuttkegels Nr. V taucht südlich von der Ziegelei von Pestlőrinc unter denjenigen des Schuttkegels Nr. IV.

Aus den morphologischen sowie mineralogisch-petrographischen Gegebenheiten und den Lagerungsverhältnissen des Schotterhorizonts Nr. IV läßt sich folgern, daß die Donau ihre aufschüttende, schuttkegelbildende Tätigkeit auf der Pester Ebene wiederum veränderte und sich in die Oberfläche ihres frühpleistozänen Schuttkegels recht scharf hineinschnitt.

Wir können aus den morphologischen Eigenschaften sowie den mineralogisch-petrographischen und Lagerungsverhältnissen des IV. Schotterhorizontes dahinschließen, daß die Donau in der Pester Ebene wieder einmal mit



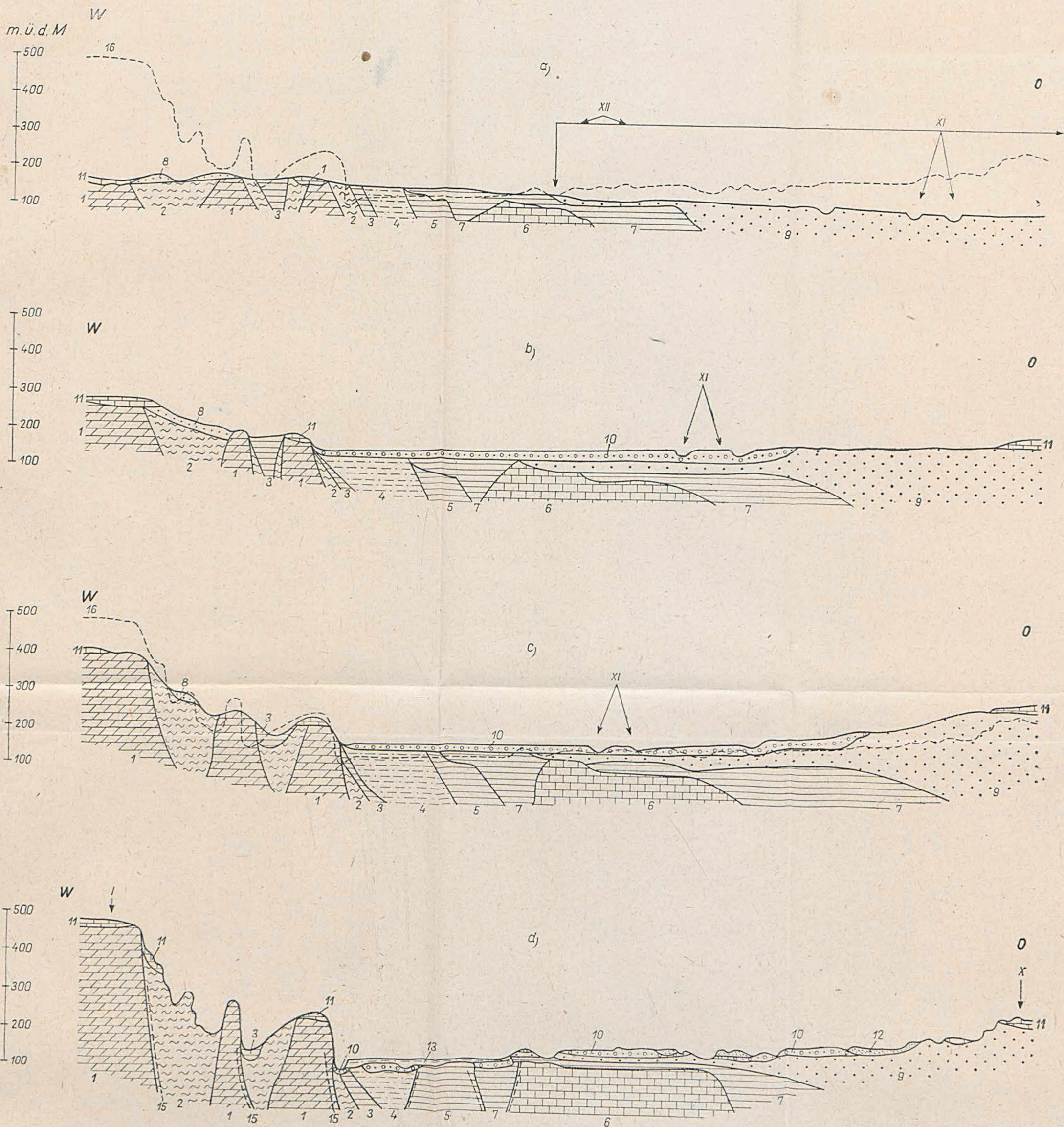


Abb. 8. Entwicklungsgang der Schuttkegelbildung am Tiefebene nrand in der Pester Ebene  
 a — Horizont t von Asti, b — Günz-Eiszeit, c — Mindel-Eiszeit, d — Gegenwart 1 — Széchenyi-Berg, X — Erdő-Berg von Rákoshgy, XI, XII — die Ur-Donau und ihre Nebenflüsse, 1 — Dolomit, 2 — Budaer Mergel, 3 — Kisceller Ton, 4 — mediterrane Schichten, 5 — sarmatischer Ton, 6 — sarmatischer Kalkstein, 7 — pannonischer Sand, 9 — Sand aus dem Oberpliozän, pleistozäner Schotter, 11 — Süßwasserkalkstein, 12 — Flugsand, 13 — Flußsand und Schlamm, 14 — künstliche Aufschüttung, 15 — Bruch, Verwerfung, 16 — gegenwärtige Oberfläche



Ihrer aufschüttenden schuttkegelbildenden Tätigkeit aufließ und sich scharf in die Oberfläche ihres frühpleistozänen Schuttkegels einschnitt. Der Tiefenschurf war, bis Pestlörinc nachweisbar, so kräftig und rasch, daß die Donau die vorher angehäuften Schichten alle durchschnitt und sogar die Tertiärschichten der Unterlage ausmeißelte. Daraus, sowie aus dem viel gröberen Material des Schotterhorizontes Nr. IV (Gerölle bis 20–30 cm Durchmesser) und aus der im Verhältnis zu der Terrasse Nr. V recht kleinen Mächtigkeit (1–3 m) und sehr schlechten Sortierung läßt sich folgern, daß die Erosionsfähigkeit der den IV. Schotterhorizont bildenden Donau sich sehr verstärkt hat. Auf der anderen Seite weist die kleine Mächtigkeit der Schotterdecke darauf hin, daß die Donau in diesem Horizont ihren Schutt in einer viel kürzeren Zeitspanne anhäufte, als es bei Horizont Nr. V der Fall war.

Es fragt sich, was die Ursache dieses neuesten, zweiten kräftigen Einschnittes der Donau gewesen sein konnte? Ob sich eine auf die erste Vereisung folgende Klimaveränderung, das an Niederschlägen reichere Klima der interglazialen Zeit im allgemeinen, oder die Erhöhung des Falles sich derart auswirkte? Vielleicht das gleichzeitige Auftreten beider Faktoren. Unsere Angaben weisen jedoch in erster Linie auf die Erhöhung des Laufes hin.

In den oberen Teilen des Profils in der Tongrube der Pestlörincer Ziegelei kann man die über ganz oberflächennahen Pannonschichten bzw. über Fluvialsand liegende 1–2 m mächtige Schotterschicht des IV. Horizonts gut beobachten. Entlang der südöstlichen Wandung der Grube läuft ein NW–SO streichender Bruch, einwandfrei gekennzeichnet durch die zementierte Sandausfüllung. Kaum etliche hundert Meter südöstlich sind in den dortigen Schottergruben die pannonischen Schichten so tief abgesunken, daß sie in den 8–10 m tiefen Aufschlüssen überhaupt nicht mehr zutage treten. Nördlich und nordwestlich von der Verwerfung ist der Schotterhorizont Nr. IV bloß 1–2 m mächtig, dagegen mißt er in der genannten Schottergrube 4–5 m und liegt an Stelle von pannonischen Tönen oder Sanden über dem Schotter des Schuttkegels Nr. V. Südöstlich dieser NW–SO streichenden Bruchlinie sind die pannonischen Schichten in eine tiefere Lage gesunken. Das wird durch eine Zahl von Bohrungen in der Umgebung belegt. Gleichzeitig ist auch der frühpleistozäne Schuttkegel mitgesunken.

Demnach ist der steilere Fall der am V. Horizont auf der Pester Ebene fließenden Donau durch die Absenkung des Gebietes SO von Pestlörinc, dem Ausläufer der Neueinsenkung der Vecsés–Keckskeméter Mulde verursacht worden. Nördlich von der neuen Senke schnitt sich die Donau scharf ihren vorigen Schuttkegel ein, und vertiefte ihr Bett im Laufe dieser Aushöhlung bis zum heutigen IV. Terrassenhorizont. Südlich und südöstlich von der neuen Bruchlinie fing die Bildung des neuen Schuttkegels an, die im heutigen Zwischengebiet von Donau und Theiß einen in SSO-licher Richtung angestreckten flachen Schotterkegel ergab. Ihre Achse zeigte vermutlich in die Richtung der damals immer noch sinkenden Senke von Vecsés–Keckskemét, die von der Donau zu dieser Zeit mit Schichten normaler Lagerung allmählich aufgeschüttet wurde. Der Schotterhorizont Nr. IV setzt sich auch nördlich von der Pester Ebene fort. Seine westliche Grenze reichte bis zu dem östlichen Rand des Budaer Gebirges. Zu dieser Terrasse gehören u. a. auf dem rechten Ufer (Abb. 8) der Budaer Burgberg (Kéz, 1933), auf dem linken das Gebiet von Kőbánya. Wie aus der Abbildung ersichtlich, umfaßte diese Terrasse ein sehr breites Gebiet, fast die ganze Pester Ebene. Folglich kann auch Terrasse



Nr. IV als ein Schotterkegel aufgefaßt werden, die sich infolge der Aufschüttung der von der Pestlörincer Verwerfung südlich-südöstlich liegenden Senke in einer tieferen Lage als der frühpleistozäne Schotterkegel bildete. Nördlich von der Bruchlinie fand jedoch eine Einschneidung der Donau statt, und demzufolge wuchs der Schuttkegel im Laufe der allmählichen Ausgleicheung der Böschungslinie nach dem Norden zu, in das vorher seitlich und in die Tiefe ausgeschürfte Tal, in der Richtung der nördlicheren Talenge. Der frühpleistozäne Schuttkegelhorizont Nr. V erhöhte sich terrassenartig über den Horizont des Schuttkegels Nr. IV. Da es sich hier nicht um eigentliche Talterrassen handelt, kann eine derartige Terrasse vielleicht mit Recht eine *Schuttkegelterrasse* genannt werden (Pécsi 1955), zur Unterscheidung von den durchgehenden Tal- und stadialen Terrassen. Die Schuttkegelterrasse bildet laut L. Kádár einen Übergang zwischen beiden (1955), wobei sie jedoch in der Pester Ebene den tektonisch bedingten Terrassen nähersteht.

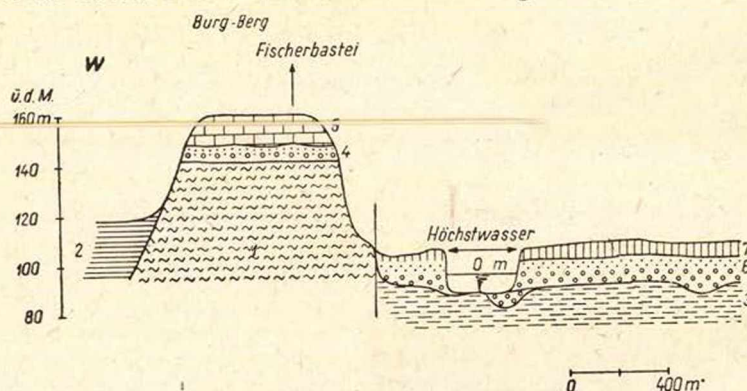


Abb. 9. Der Burgberg von Buda

1 — Budaer Mergel, 2 — Kisceller Ton, 3 — mediterraner sandiger Ton, 4 — Terrassenschotter und Sand, 5 — Süßwasser-Kalkstein, 6 — Schwemmschotter und Sand, 7 — künstliche Aufschüttung

Über das Alter der Aufschüttung der Schuttkegelterrasse Nr. IV erhalten wir Angaben durch die zahlreichen gut erhaltenen Säugetierfaunen aus den Schottern des Kisceller Plateaus in Alt-Buda bzw. des Budaer Burgberges. Diese sind in der Literatur eingehend behandelt worden (Mottl, 1942, Kéz, 1933, Schrétér 1912, Schafarzik—Vendl 1929). Demnach kann die Ablagerung der die Reste von *Elephas trogontherii* enthaltenden Terrasse ins Mindel gesetzt werden. Der Schuttkegelschotter ist auf dem Kisceller Plateau und auf dem Burgberg später noch von Süßwasserkalkstein überlagert worden (Abb. 9), dessen Alter, gleichfalls nach Säugetierfunden, auch ins Mindel gesetzt wird. Demnach dürfte die Einschneidung der Donau von dem V. bis zu dem IV. Horizont von Ende Günz bis zu der ersten Hälfte des Mindels gedauert haben.

Es ist kein Zufall, daß das Alter der Bildung der Schuttkegel IV und V mit dem Mindel bzw. Günz übereinstimmt, jedoch soll man daraus noch nicht unbedingt darauf schließen, daß sie, oder besonders die Einschneidung, ausschließlich oder doch hauptsächlich durch Klimaschwankungen bedingt wurden. Wie aus den morphologischen und geologischen Angaben hervorgeht, können wir als Hauptgrund der Einschneidung die verschiedenen neuen Senkenbildungen ansehen.



## Die Entwicklung der tieferen Terrassen

Südlich von Pestlőrinc, d. h. im südlichen Teil der Pester Ebene taucht auch der Schuttkegel Nr. IV rasch unter die Oberfläche, jedoch entlang einer gerade senkrecht zu der vorherigen, nämlich NW—SO streichenden Bruchlinie.

In Betracht der von Miháitz (1947) entworfenen Bohrprofile des Donau—Theiß-Kanals liegen die für den Schuttkegel Nr. IV kennzeichnenden groben Gerölle in einer Tiefe von 5—10 m unter Tage, überdeckt von einem feineren, lockeren fluvialen Sediment. In der großen Schottergrube von Dél-egyháza scheint die untere Lage der über dem pannonischen Ton liegenden 8—10 m mächtigen Schotterschicht, in Hinsicht auf die petrographische Zusammensetzung wie auch auf die Abrollung, mit dem Schotter des IV. Schuttkegels identisch zu sein.

Die Schuttkegelterrasse Nr. IV hört in der Pester Ebene nach dem Westen mit einem scharfen Rand und einer kräftigen Treppe (20—30 m) entlang seiner Berührung mit Terrasse Nr. III auf. Die dritte Terrasse (25—35 m über dem Nullpunkt der Donau) ist von kleinerem Umfang und Breite als die bisher beschriebenen und späteren Terrassen. Zusammensetzung, Korngröße und Abrollung des Schotters weichen von denen der Terrasse Nr. IV ab. Die Unterscheidung dieses Horizontes von den tieferen Terrassen wird durch seine größere relative Höhe und durch die größere Abrollung der einzelnen Kieselsteine begründet (Pécsi M.—Mme E. Pécsi-Donáth, 1960; Tabelle Nr. 5). Auf der Oberfläche kann man die abweichende Höhenlage kaum irgendwo bemerken, jedoch wird sie durch die Bohrungsangaben klar angedeutet (Abb. 10). Auf der Oberfläche wird nämlich die Grenze durch Flugsand verwischt.

Der dritte Schotterhorizont zieht südlich von Budapest in der Richtung Pestimre—Gyál—Felsőpakony—Alsópakonypusztá nach Südosten hin. In diesem Gebiet zeigt die Lage des IV. Schotterhorizontes an, daß er entlang einer NW—SW streichenden Bruchlinie abgeschoben wurde. Zwischen den Schottern Nr. IV von Pestlőrinc (140 m ü. d. M.) und den gleichen Schottern entlang des Donau—Theißkanals (90—95 m ü. d. M.) gibt es einen Höhenunterschied von 45—50 m.

Den genauen Verlauf der Bruchlinie kennen wir nicht, jedoch können wir anhand der Lage des Schotterhorizontes Nr. III vermuten, daß sie in die Richtung Pestimre—Kecskemét verläuft. Folglich war die Fließrichtung der Donau selbst in dieser Periode (nach dem Mindel-Glazial) noch eine SO-liche. Die NO—SW streichenden Brüche haben sich zu dieser Zeit zweifellos wieder erneuert, jedoch können ihre morphologischen Auswirkungen wegen der noch jüngeren NW—SO-lichen Brüche nur schwer erkannt werden. Das Ausmaß der Eintiefung der Donau von der IV. bis zu der II. Terrasse kann man um Budapest durchschnittlich auf 25—35 m einschätzen (Abb. 8). Diese beträchtliche Einsenkung durfte auch durch eine an Ort und Stelle noch nicht genau nachgewiesene Verwerfung im Süden der Pester Ebene, etwa entlang der Linie Dunaharaszti—Alsónémedi, verursacht werden. Die Senkung, die die Oberfläche der Terrasse Nr. IV südlich von Budapest um 40—50 m tiefer verlegte, war die nordwestlichste Auswirkung der großen Pleistozän-senke zwischen Donau und Theiß.

Die Einschneidung dürfte unmittelbar vor Beginn der Bildung des Süßwasserkalksteins von Kiscell und Burgberg angefangen haben, da an den



genannten Stellen unter dem Süßwasserkalkstein, jedoch über dem Donauschutt lokales Sediment, Detritus lokaler Abstammung vorliegt. Der Kalkstein- und Dolomiddetritus über dem Donauschotter zeugt davon, daß die Einschneidung der Donau in die Terrasse Nr. IV begonnen hat. Die Einschneidung konnte während der Bildung des Süßwasserkalksteins nicht allzu groß gewesen sein, da in diesem Falle auch die letzteren sich abwärts verschoben hätten. Weiterhin ist auch die Thermalquellentätigkeit erneuert worden durch die Krustenbewegungen, die die Einschneidung der Donau in die Terrasse Nr. IV verursacht haben. So müssen wir den Anfang der Einschneidung der Donau bis zu der III. Terrasse unmittelbar nach dem zweiten Teil der Mindel-Vereisung setzen. Über die Dauer dieser Einschneidung mangelt es an Angaben. Vermutlich war sie im Laufe des „großen“ Mindel-Riss-Interglazials noch tätig.

Die Bildungszeit des Terrassenhorizonts Nr. III auf der Pester Schuttkegelebene läßt sich nur indirekt feststellen. Eine altersbestimmende Fauna hat diese Terrasse bislang noch nicht ergeben. Morphologisch liegt sie zwischen jungpleistozäner (Würm-) und älterpleistozäner (Mindel-) Terrasse, so können wir ihre Entwicklung zwischen beide, nämlich ins Mittelpleistozän setzen.

Auf dem Schuttkegel am Alföldrande liegt in 16–20 m Höhe über dem heutigen Donaupegel die *Terrasse Nr. II/b*. Ihre Höhe ist etwa um 10–15 m tiefer als die der Terrasse Nr. III. Wie aus Abb. 10 ersichtlich, ist die Einschneidung der Donau vom Horizont Nr. III bis zu dem Horizont Nr. II/b stark genug ausgeprägt und leicht nachweisbar. Der Stufenunterschied ist zwar viel kleiner als zwischen den beiden vorangehenden Horizonten. Die morphologische Lage der Terrasse Nr. II/b erweckt den Eindruck, als ob die der Aufschüttung der Terrasse II/b vorangehende Erosion in bedeutendem Maße von der tektonischen Bewegung verursacht worden wäre, die die III. Terrassenhorizonte der in die Kleine und Große Ungarische Tiefebene austretenden Flüsse tief unter die Oberfläche versenkte und im Gebiet des Mittelgebirges große Niveauunterschiede in der Lage der Terrassen Nr. III. zustandebrachte.

Vor der Aufschüttung der Terrasse Nr. II/b war die Senkung der Zweigdepression zwischen Donau und Theiß im Gebiet von Kiskunfélegyháza—Kiskunhalas und Szeged so stark, daß die Donau selbst noch zur Zeit der Aufschüttung der Terrasse Nr. II/b in dieser Richtung abfloß, obwohl damals bereits die Entwicklung der Randsenke zwischen Kalocsa und Baja angefangen haben dürfte. Letztere hat die Donau nur mit einer gewissen Verzögerung an sich gezogen, nachdem die Flußarme zwischen Donau und Theiß schon genügend aufgeschüttet waren und der Fortschritt der Einsenkung am Rande von Transdanubien rascher wurde. Zuerst gab es offenbar Seitenarme in beiden Richtungen. Besonders klar tritt die der Aufschüttung der Terrasse Nr. II/b vorausgehende Bewegung im Terrassensystem der Visegráder Enge hervor (Pécsi, 1959).

Der Verlauf der Terrasse Nr. II/b wird durch Abb. 7 veranschaulicht. Diese Terrasse zieht in der Richtung Dunakeszi—Rákospalota—Pestújhely—Zugló—Népliget—Kispest—Pestimre—Ócsa in breitem Streifen dahin und verliert sich im Süden unter jüngeren Sedimenten. Dagegen scheint sie sich am Westrand des Rückens zwischen Donau und Theiß in SSO-licher Richtung fortzusetzen.



Die zwischen Dunaharaszti und Taksony nach SO anlaufende flache Mulde ist eigentlich eine Schär ganz junger Bruchlinien, entlang denen die (16–22 m über Donaupegel liegende) Terrasse Nr. II/b am Rande des heutigen tiefländischen Donautales aufhört. Später hat sich die Donau bis in das Niveau der Terrasse Nr. II/a eingeschnitten. Dazu hat auch die Zunahme der Senkung im Raum von Bugyi und Kalocsa—Mohács beigetragen. Diese Zunahme hat bereits am Anfang des Jungpleistozäns begonnen und den allgemeinen N—S-lichen Verlauf der Donau zustandegebracht (S ü m e g h y 1948, 1950, B u l l a 1953).

Die Krustenbewegung, die der Aufschüttung der Terrasse II/a voranging, und auch teilweise auch im Laufe derselben tätig war, hat auf die morphologische Ausgestaltung des Donautales eine größere Wirkung ausgeübt als die vorhin besprochene Bewegungsphase. Man muß diese Behauptung gewissermaßen relativ bewerten, da die uns zeitlich näherliegenden Veränderungen immer größer anmuten können als die älteren, bei sonst gleichem Umfang. Bei Beachtung dieser Perspektiventäuschung möchte ich nun mit einigen Angaben die Auswirkung der letzteren Bewegung auf die Ausgestaltung des morphologischen Bildes im Donautale schildern. Durch die Bewegungen dieser Phase ist die Randsenke zwischen Kalocsa—Mohács—Baja entwickelt worden, die die im größeren Teil des Pleistozäns schräg südöstlich ablaufenden Donauarme in die heutige N—S-liche Richtung einschwenken ließ.

Der in dem heutigen Donautale südlich von der Linie Dunaharaszti—Alsónémedi—Ócsa nachweisbare Schotterhorizont ist bereits von tieferer Lage. Diesen tieferliegenden Schotterhorizont nennen wir Terrasse Nr. II/a. Anhand der in ihr vorgefundenen Fauna (*Mammuth*-Zähne) ist er noch spätpleistozän, und ist auf der Szentendre-Insel, im Raume des Budapester Häusermeeres und auf der Csepel-Insel in dichten Bohrungsnetzen vielfach nachgewiesen worden.

Die Höhe dieser Terrasse über dem Nullpegel der Donau beträgt 8–12 m im Durchschnitt, und kann südlich von der breiten flachen Mulde, die entlang der Spur des Donau—Theiß-Kanals bis Kunszentmiklós verläuft, in Oberflächennähe fast überall verfolgt werden.

Die Senke zwischen Dunaharaszti—Taksony, in welcher der Donau—Theißkanal anfängt, hat jedoch auch den spätwürmischen Horizont II/a noch zerschnitten, da durch diese Senke auch noch die holozäne Donau ablief. Folglich hat sich eine schmale SO-lich gerichtete Senke Ende Pleistozän—Anfang Holozän wieder erneuert und einen Nebenarm der Donau südöstlich nach Sári—Alsódabas abgelenkt, von wo aus dieser, durch die Senke von Kalocsa angezogen, seinen Weg nach Süden fortsetzte.

Im Süden der Pester Ebene haben jedoch die spätjungpleistozänen Bewegungen noch eine andere kennzeichnende tektonische Linie zustandegebracht. Diese ist NO—SW gerichtet. Beide Bruchsysteme konnten bei Gelegenheit des Erdbebens vom 12. Januar 1956 in den Rißrichtungen klar nachgewiesen werden (S. S o m o g y i, 1956, L. B e n d e f y 1958). Die stärkeren Risse waren NO—SW gerichtet, also genau übereinstimmend mit der Richtung des Donauarmes von Soroksár. Die im Jungholozän zunehmend absinkende Mulde entlang dem NO—SW streichenden Bruch hat den im Altholozän südöstlich von Dunaharaszti abzweigenden Donauarm in seine gegenwärtige Fließrichtung, nach SW abgelenkt. Die Bewegungen und Senkungen entlang den holozänen Verwerfungen haben die Abflußrichtung der Donau und dadurch auch die Gestaltung der Oberflächenmorphologie im



Raume unmittelbar südlich von Budapest wesentlich beeinflusst. Die alt- und jungholozänen Betten und Fließrichtungen der Donau zeigen im genannten Gebiet, und auch anderswo, die Stellen und die auch heute noch oberflächengestaltenden Wirkungen der jungen Krustenbewegungen klar an. Gleichzeitig lenken die Krustenbewegungen die Aufmerksamkeit auf die Lage und Richtung gefährdeter Gebiete.

Entlang der durch spätjungpleistozänen-frühholozänen Krustenbewegungen hervorgerufenen Brüche wurde der Hauptstrom der Donau allmählich nach Westen verdrängt und dieser hat die vorangehenden älteren Schuttkegelterrassen der Reihe nach zerstört.

E. S c h e r f hat — im Widerspruch mit der meridionalen Verwerfungstheorie von L ó c z y d. Ä. — auch behauptet, daß die allgemeine südliche Richtung der heutigen Donau eigentlich durch sich schneidende, NO—SW und NW—SO streichende Brüche bedingt worden ist (1947).

### Der Schuttkegel der Donau in der Tiefebene

Laut S ü m e g h y (1954) griff *der Schuttkegel der Donau* in der Tiefebene nicht nur auf das Land zwischen Donau und Theiß, sondern auch auf das Gebiet östlich der Theiß hinüber. Der Schuttkegel der Donau verlor sich nämlich in der Senke der zentralen Tiefebene. Verfasser deutet das im Sinne von T r e i t z und S ü m e g h y derart, daß das ganze Gebiet zwischen Donau und Theiß ein riesiger Schuttkegel ist, an deren Aufschüttung in kleinerem Maße auch Flüsse aus Transdanubien und aus dem Nördlichen Mittelgebirge teilgenommen haben, teils zur Zeit, als die Donau noch nicht durch die Visegráder Enge in die Tiefebene floß, teils nachher, als sie ihren Weg schräg durch die heutige Kiskunság in die Senke der zentralen Tiefebene nahm.

Dieser Schuttkegel ist jünger als der des Gödöllöer Hügellandes und hat sich etwas weiter südwestlich entwickelt, in NW—SO-licher Richtung, in einer sich ausbreitenden Keilform. Im wesentlichen ist er eine Fortsetzung des ältesten (V) und auch der jüngeren randlichen Schuttkegel. In Bohrungen konnte er von der Fortsetzung der kreuzgeschichteten Gödöllöer Sande in der Tiefe nicht mit Gewißheit unterschieden werden. Anhand der Auswertung von vielen Hunderten von Bohrungen scheinen die kreuzgeschichteten (levantischen) Astisande von Gödöllő in jenen dem Becken zu sich allmählich verfeinernden — stellenweise stark erodierten — Ablagerungen ihre Fortsetzung zu finden, die unter den untersten Grobsand- und sandigen Schotterlagen und über den oberpannonischen Schichten liegen.

Wie bei der Besprechung der Entwicklung des randlichen Schuttkegels dargelegt, wird der Schuttkegel in der Tiefebene durch Verwerfungstreppe in die Tiefe gesenkt. Er nahm am Anfang des Pleistozäns entlang einer zwischen Keeskemét—Kiskunfélegyháza—Szentcsanak—Szeged verlaufenden Achse ein großes Gebiet ein. Westlich reichte er bis zu dem Ostrand des heutigen Donautales (T r e i t z, S ü m e g h y, E r d é l y i, B u l l a). Das Überschwemmungsgebiet der heutigen Donau ist auch 20—30 km breit. Die Sedimente dürften sich auf dem Schuttkegel zeitlich und räumlich neben- und übereinander abgelagert haben.

Die Senke in der zentralen Tiefebene sank im Laufe des Pleistozäns weiter, jedoch wurde sie durch ein reiches Schuttmateriale allmählich aufgeschüttet.



Nebst dieser Senke gingen entlang von NW—SO und senkrecht dazu streichenden Brüchen am nordöstlichen Rand der Zweigsenke zwischen Donau und Theiß — bis zum Südrand der Pester Ebene — wiederholte Abschiebungen vor sich. Ihre Spuren sind auf der Oberfläche der Terrassen auf der Pester Ebene tatsächlich nachgewiesen worden. Von seinem eigenen Schuttkegel verdrängt, wurde der Hauptarm der Donau in westliche Richtung, etwa auf den Ostrand des heutigen Donautales verschoben. Selbstredend spielten dabei die randlichen Brüche und Senkungen auch eine Rolle. Die südlichste Verzweigung der Donau schnitt sich nördlich von Kiskőrös in südöstlicher Richtung bis in das heutige Theißtal durch. Westlich von den Donauarmen reichten die Schuttkegel der von Transdanubien kommenden Flüsse in die Tiefebene herüber (Abb. 10).

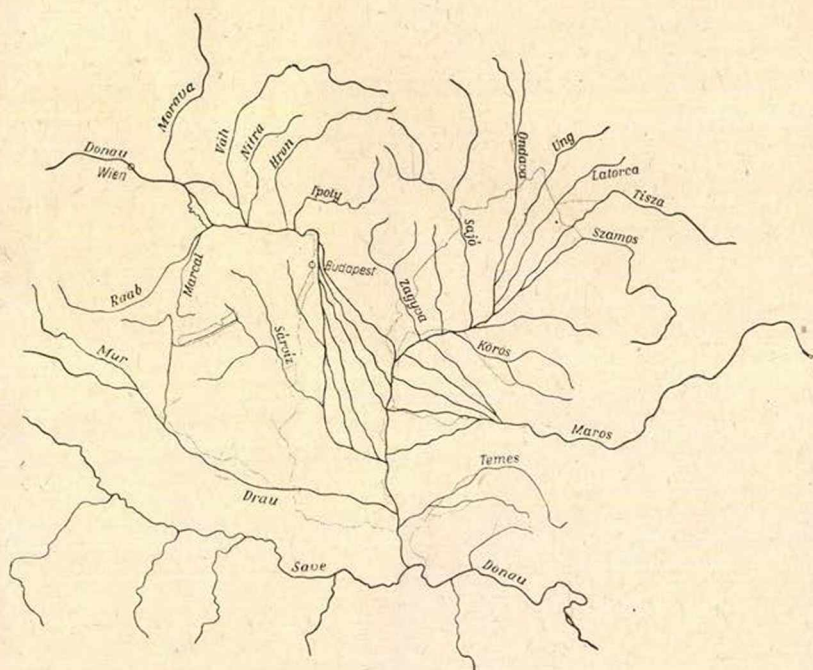


Abb. 10. Abflußrichtung der Donau in der Tiefebene zur Zeit des letzten Interglazials nach Sümeghy

### Der jüngste Schuttkegel der Tiefebene: das gegenwärtige Donautal

Das gegenwärtige durchschnittlich 20—30 km breite Überschwemmungsgebiet des Donauabschnittes in der Tiefebene ist selbst ein Schuttkegel. Auch hierin geht die Aufschüttung im wesentlichen nach den Gesetzen der Schuttkegelbildung vor sich. Eingehende Beobachtungen darüber sind anderswo in allen Einzelheiten beschrieben worden (Pécsi 1959). In dieser Hinsicht sind wir uns mit Sümeghy und auch mit Miháلتz vollkommen einig. Die Meinungsverschiedenheit besteht bloß darin, daß — wie besprochen —



laut S ü m e g h y das heutige Donautal eine seit dem Frühpleistozän bestehende Bildung ist, wogegen laut M i h á l t z die Donau im größeren Teil des Pleistozäns im jetzigen Tale verlief. Morphologisch besser belegbar ist die Meinung von B u l l a, E r d é l y i und noch mehreren Verfassern, die meinen, daß die Donau ihr heutiges Tal seit dem letzten Interglazial einnahm. Verfasser stimmt jedoch S ü m e g h y in dem zu, daß die Donau, die durch Kiskőrös, durch das Land zwischen Donau und Theiß in südöstlicher Richtung abfloß, von der Randsenke von Kalocsa—Baja—Mohács in die heutige N—S-Richtung abgelenkt wurde. Sie hat dabei die Schuttkegel der transdanubischen am Alföldrand zerstört.

Im heutigen Donautal ist bis zu der Kalocsaer Senke die fluviale Ablagerung im Durchschnitt 15—20 m mächtig, wogegen sie im Gebiet der Senke sogar 90—100 m ausmacht. Die fluviale Serie liegt über pannonischem Ton bzw. sandigem Ton.

### Der durch die Randbrüche der Tiefebene entstandene Schuttkegel

Im Laufe der oben umrissenen Entwicklung des randlichen Schuttkegels der Tiefebene kann man wiederholte Krustenbewegungen nachweisen in der Zone, wo die Hauptmasse des Schuttkegels unter die Oberfläche taucht.

*Folglich vertritt der Schuttkegel zwischen Donau und Theiß den Typus derjenigen Schuttkegelbildung, bei der der Prozeß durch wiederholte Randtreppenabbrüche für längere Zeit aufrechterhalten bzw. erneuert wurde.* Auf die Möglichkeit einer derartigen Schuttkegelbildung hat früher einmal L. K á d á r hingewiesen (1955).

In seiner Arbeit schildert er die Bildung eines solchen Schuttkegels — m. E. im allgemeinen richtig, — bei welchem die Randtreppe nur einmalig in Bewegung kam. Er bemerkt jedoch, daß die Schuttkegel meistens durch langsame, stetige Hebungen oder aber durch mehrfach wiederholte Bewegungen zustandekommen. Über die Entwicklung des letzteren Typs spricht er nur im allgemeinen. Wenn — nach seiner Meinung — der Schuttkegel von tektonischen Brüchen beeinflußt wird, so wird dadurch der Prozeß der Schuttkegelbildung erneuert und mit den Auswirkungen der Brüche kombiniert. K á d á r meint, daß falls die Krustenbewegung stetig und langsam ist, die Schuttkegelbildung beständig bleibt. Für den letzten Fall ist besonders der Schuttkegel an der Kleinen Tiefebene ein gutes Beispiel. Verfasser hat K á d á r s Auffassung über den allgemeinen Fortschritt der Schuttkegelbildung durch ein konkretes Beispiel unterstützt. Gleichzeitig muß er jedoch ablehnen, was K á d á r über Entstehungsweise und -Alter des Kiskunságer Donauschuttkegels schrieb.

Es kann nämlich nicht nachgewiesen, ja sogar anhand aller Angaben nur bezweifelt werden, daß die Visegráder Enge im Jungpleistozän und durch Regression verursacht wurde, wie es K á d á r will. Demnach hätte nämlich die durch das Vácer Tor fließende Donau nur seit dem Jungpleistozän an der Aufschüttung seines Schuttkegels gearbeitet haben. Diese Auffassung von K á d á r beruht auf einer falschen Interpretierung meiner früheren Ergebnisse. Ich habe nämlich nachgewiesen, daß im Schuttkegel um Budapest die Zusammensetzung und Korngrößenverteilung der Schuttkegelterrasse Nr. V von denen der jüngeren Terrassen verschieden ist (P é c s i 1956). Ich habe



auch — im Einklang mit mehreren früheren Forschern (Halaváts, Schafarzík, Bódi) — bewiesen, daß im Abschnitt der Donau zwischen Vác und Budapest dieser der älteste Schuttkegel ist, der bereits Schuttmateriale aus den Alpen enthält. Ich habe weiterhin nachgewiesen, daß die sechs Terrassenschotter in diesem Abschnitt zweifellos alle miteinander aus Donauschutt bestehen. Zur Zeit der Bildung der Schuttkegelterrasse Nr. V war die Donau bereits ein von den Alpen bis in die Tiefebene ungestört durchlaufender Fluß, der durch den Engpaß von Visegrád in die Tiefebene trat. Es ist gänzlich unvollstellbar, daß die Donau denjenigen groben und mächtigen Schutt, der auf der Pester Ebene und bis zu der Mitte des Landes zwischen Donau und Theiß in die Umgebung von Cegléd—Kecskemét—Nagykörös bis 200—300 m Tiefe vorkommt, nur seit Anfang Neupleistozän abgelagert hätte. *Die Anwesenheit der sechs Donauterrassen bei Budapest schließt selbst die Möglichkeit der Annahme einer neupleistozänen Regression nach Kádár vollkommen aus.*

### Praktische und theoretische Beziehungen

Ich möchte endlich die Aufmerksamkeit auf gewisse *praktische* Beziehungen meiner Untersuchungen lenken. Die nebenstehenden Abbildungen und Profile über die Verbreitung und Mächtigkeit des Schuttkegels zwischen Donau und Theiß geben eine genügend detaillierte Grundlage zur Wasserforschung. Was die Alterseinteilung der Bohrprofile betrifft, scheint es angemessen zu sein, die untersten Schotter und Grobsandlagen noch ins Pleistozän einzureihen. Die oberpliozänen (levantischen) Fluvialbildungen des Schuttkegels sollen unter diesen liegen. Das wird auch durch die in den Bohrungen vorgefundene, weiter oben beschriebene Molluskenfauna belegt. Jedoch halten wir nicht das für entscheidend, sondern den Umstand, daß selbst der älteste Terrassenschotter, der bei Budapest am Tage liegt, noch ins Frühpleistozän gehören kann. Wir können nämlich, wenn es so ist, in den weiter entfernten, südlicheren Teilen des Schuttkegels auch nicht auf wesentlich ältere Schotterbildungen stoßen. Die Abrollungsanalysen zeugen auch davon, daß z. B. die Schotterlagen aus der Bohrung von Nagykörös (in 220 bis 380 m Tiefe) mit den älteren Terrassen (Nr. IV und V) der Budapester Umgebung gleichaltrig sind. Dadurch werden auch einige früher für levantisch gehaltene Ablagerungen ins Pleistozän verschoben. Alles in allem können wir die pleistozäne Schichtreihe mit Gewißheit bis zu den untersten grobsandig-schottrigen Schichten erweitern. Im Süden des Landes zwischen Donau und Theiß (zwischen Kistelek und Szeged) ist die Gliederung nur deshalb schwierig, weil das Geschiebe sich verfeinert und seine Mächtigkeit stark zunimmt. Wo und wie lang auch grobe sandige Ablagerungen in Überschuß geraten, können diese nur zu der pleistozänen Aufschüttung gehören.

Auch aus der Analyse der Teufen artesischer Brunnen geht hervor, daß diese zwischen Donau und Theiß ihr Wasser fast ausnahmslos aus einer, der untersten sandig-schottrigen Schichtreihe entsprechenden Tiefe gewinnen. Die untere Grenze des Pleistozäns wird in den Bohrungen durch die gröberen Sedimente klar angedeutet, jedoch erleichtern die Abwechslungen der schottrigen und grobsandigen Schichten auch die Gliederung des Pleistozäns. Die gröberen Schichten deuten den Anfang je eines neueren Ablagerungszyklus an, in Abhängigkeit von der zeitweise verstärkten Senkung im Zentrum der



Tiefebene. Später werden die gröberen sandig-schottrigen Schichten von feinerem sandigem Schlamm und Ton abgelöst. Die in den Bohrproben feststellbare Zyklizität der pleistozänen Alföldsedimente ist von Miháلتz (1955) auch anhand von Krustenbewegungen, durch die stufenweise Senkung der Tiefebene gedeutet worden. Er nimmt in der Umgebung von Szeged eine Mächtigkeit von 50 bis 150 m für die Pleistozänschichten an. In dieser Schichtreihe weist er drei, regional beständige grobsandige Schichtreihen nach und strebt diese mit dem dreifachen pleistozänen Terrassensystem von Bulla (1941) in Einklang zu bringen, welches bereits von Bulla selber für unzeitgemäß gehalten wird. Der in 1941 erschienene Aufsatz von Bulla über die Flußterrassen des Karpatenbeckens widerspiegelt noch die veraltete dreifache Pleistozängliederung. In seinem Buch „*Allgemeine physikalische Geographie*“ (1954) und auch früher spricht Bulla bereits von vier Pleistozänterrassen. Nach meinen neuesten Untersuchungen (Pécsi 1956, 1959) denke ich, behaupten zu dürfen, daß es im bergigen Abschnitt des Donautales wenigstens fünf Pleistozänterrassen gibt. Dagegen kommt im Vorland des Gebirges eine kleinere Zahl von Terrassen vor. Demnach ist es ungeklärt, mit welchen drei Pleistozänterrassen die drei grobsandigen Schichtreihen von Miháلتz in der südlichen Tiefebene parallelisiert werden können.

Ein weiteres Problem ist, daß die beiden letzten Sedimentationszyklen von Miháلتz im Raum von Szeged Mächtigkeiten unter 20 m besitzen. Eine Sortierung der Sedimente innerhalb einer Schichtreihe von so kleiner Mächtigkeit kann auch durch den Sedimentierungsmechanismus des Flusses verursacht werden (Pécsi 1959); es reihen sich solche Zyklen übereinander, falls sich das betreffende Gebiet in Senkung befindet. Im Laufe seiner Verschiebungen kann der Fluß seine eigenen früheren Ablagerungen erodieren, wie das auch aus den Profilen von Miháلتz hervorgeht.

Nichtsdestoweniger sind die drei aufeinanderfolgenden Sedimentationszyklen von Miháلتz Realitäten, bloß können sie nicht ohne weiteres mit drei Pleistozänterrassen parallelisiert oder in Zusammenhang gebracht werden, schon deshalb nicht, weil sich im Pleistozän mehr als drei Terrassen bildeten, und des weiteren weil, wie nachgewiesen, die pleistozäne Schichtfolge in der südlichen Tiefebene und im Lande zwischen Donau und Theiß stellenweise dreimal mächtiger ist, als es Miháلتz annimmt. In den Bohrungen zwischen Donau und Theiß und entlang der Theißsenke können solcher Sedimentierungszyklen noch mehrere, von ähnlicher Mächtigkeit und Struktur, nachgewiesen werden.

Unter Anwendung der neueren Faunenbestimmungen und durch die Zusammenfassung der kleineren Sedimentierungszyklen wies J. Urbancsek in einem Profil schräg durch das Land zwischen Donau und Theiß eine dreifache Gliederung nach.

Wir haben die Ablagerungen des Schuttkegels der Donau in der Tiefebene, wie im entwicklungsgeschichtlichen Teil eingehend besprochen, mit der Ablagerung und Ausbildung der Terrassen Nr. V, IV, III und II/b der Budapester Umgebung parallelisiert. Wir haben den mächtigeren untersten Horizont des dreifachen Sedimentzyklus von Urbancsek, der den Beginn der Schuttkegelbildung zwischen Donau und Theiß vertritt, mit der Schuttkegelterrasse Nr. V (Schotter von Pestlőrinc) parallelisiert. Diese hat sowohl im Inneren als auch an den Rändern des Schuttkegels die größten Sedimentmächtigkeiten geliefert. Die mittlere Serie kann mit der Terrasse Nr. IV, die



oberste mit den Terrassen Nr. III und II/b der Budapester Umgebung gleichaltrig sein. Zur Zeit der Ausbildung der letzten pleistozänen Terrasse Nr. II/a verlief die Donau bereits im heutigen N—S-gerichteten Tal, sodaß der Großteil der Ablagerungen dieser Periode überwiegend von der Kalocsaer Senke verschluckt worden ist. In dieser Zeit — wahrscheinlich seit dem letzten Interglazial — waren im größten Teil des Rückens zwischen Donau und Theiß die äolischen Bildungen vorherrschend. Die Löß- und Flugsandablagerungen konnten im sinkenden Terrain bis zu unseren Tagen die 30—40 m erreicht und sogar übertroffen haben.

Aus der Mächtigkeitsverteilung der Quartärsedimente in der Tiefebene sowie aus der Lage der Quartärterrassen der Donau kann auf die Ausmaße der Krustenbewegungen der jüngsten geologischen Periode geschlossen werden (Pécsi 1958). Egyed (1957) ging bei der Bestimmung der Ausmaße gegenwärtiger Krustenbewegungen auch aus der Mächtigkeit der Quartärschichten in der Tiefebene aus, jedoch stand ihm nur die Quartärmächtigkeitskarte von Jaskó (1948) zur Verfügung. Laut dieser sind die Mächtigkeiten der Quartärschichten im Gebiet zwischen Donau und Theiß am größten, entlang der Theiß und ergeben im Durchschnitt 100 bis 200 m, während sie auch links von der Theiß nicht mehr als 350 m betragen. Dagegen beträgt anhand der oben angeführten Angaben die Pleistozänmächtigkeit auch zwischen Donau und Theiß 350 m und sogar mehr, und in der Senke der zentralen Tiefebene in der Theiß—Maros-Ecke können wir etwa mit doppelten Beträgen rechnen. In der Bohrung Hódmezővásárhely ist die Mächtigkeit der postpannonischen Schichten mehr als 1000 m; in einer Teufe von 1100 m hat man die pannonischen Schichten noch nicht angetroffen. Die Abb. 6 nach J. Urbáncsek stellt die Mächtigkeitsverhältnisse anhand der neuesten Bohrungsangaben im Gebiet des tiefländischen Schuttkegels der Donau in einleuchtender Weise räumlich dar.

Die Karte zeigt mangels der entsprechenden Zahl von Bohrungsangaben die zwischen pannonischen und pleistozänen Ablagerungen liegenden sog. oberpliozänen (levantischen) Schichten nicht an: Verfasser wolte gerade von diesen feineren Ablagerungen die gröberen des Unterpleistozäns unterscheiden. Die sehr oft schon limnischen Ablagerungen des Oberpannons können sowieso nur schwierig von den oberpliozänen (levantischen) Schichten unterschieden werden.

Die größte durchschnittliche Mächtigkeit (300—600 m) der Pleistozänschichten sowie die Lage ihrer Basis im Verhältnis zur Meeresfläche zeugt davon, daß die Tiefebene im Pleistozän eine wesentliche Senkung erlitt. Wenn wir des weiteren auch die über 1000 m betragende Mächtigkeit der Postpannonschichten ins Auge fassen, so ist der Senkungsbetrag in der postpannonischen Senke der Tiefebene noch auffallender und es wird klar, daß die größte lokale Erosionsbasis der Karpatenbecken im Oberpliozän und auch im Pleistozän die Tiefebene war. Der oberpannonische See zog sich im Laufe der Hebung des karpatischen Rahmens von der Tiefebene vollständig zurück. In dieser Zeit lag die Oberfläche in der Tiefebene, in uneinheitlichem Maße gehoben, über der Meeresfläche. Jedoch liegen heute diese Ablagerungen des Pannonendes, z. B. in der Bohrung von Hódmezővásárhely, in einer Teufe von über 1000 m u. d. M.

Diese Situation kann nur dadurch verstanden werden, wenn man voraussetzt, daß sich der Gebirgsrahmen in dieser Periode fortwährend erhob und



daß der Becken derweil stetig gesunken ist, und die Senke immer durch die Flüsse im notwendigen Maße aufgeschüttet wurde: sonst läge ja der panonische Binnensee heute noch in unserem Lande.

## LITERATUR

1. Bacsák Gy.: A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön. (Die Wirkung der Vereisung in der Periglazialen Zone.) *M. Orsz. Meteorológiai és Földmágnesei Int. kisebb kiadványai*, 13, 1942.
2. Bartók L.—Szabó L.: Előzetes jelentés a pestszenterzsébeti sósvíz földtani viszonyairól. (Vorläufiger Bericht über die geologischen Verhältnisse des Salzwassers von Pestszenterzsébet.) *Jelentés a jövedéki mélykutatás 1946. évi sókutató munkálatairól*, 154—159. 1947.
3. Bendefy L.: Szeizmotektonikai vizsgálatok Budapest főváros környékén. (Seismotektonische Untersuchungen in der Umgebung der Hauptstadt Budapest.) *Földr. Ért.* 7, 141—166. 1958.
4. Bódi B.: A budapestkörnyéki harmadkori kavicsok közettani vizsgálata, különös tekintettel a levantei kavicsképződésekre. (Petrographische Untersuchung der tertiären Schotter aus der Umgebung von Budapest, mit besonderer Beachtung der levantischen Schotterbildungen.) *Földt. Közl.* 68, 180—207. 1938.
5. Bulla B.: Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. *Földt. Közl.* 67, 33—62. 1937—1938.
6. Bulla B.—Mendöl T.: A Kárpát-medence földrajza. (Geographie des Karpathenbeckens.) Budapest, 1947.
7. Bulla B.: A Kiskunság kialakulása és felszíni formái. (Entwicklung und Oberflächenmorphologie des Kiskunság.) *Földr. Könyv- és Térképtár Ért.* 12, 101—116. 1951.
8. Bulla B.: Az Alföld felszínének kialakulása. (Entwicklung der Oberfläche in der Ungarischen Tiefebene.) *Az 1952. évi Alföldi Kongr.* Budapest, 1953.
9. Cholnoky J.: Az Alföld felszíne. (Die Oberfläche der Grossen Ungarischen Tiefebene.) *Földr. Közl.* 34, 413—436. 1910.
10. Coteţ, P.: Cîmpia Olteniei. Bucuresti, 1957.
11. Egyed L.: A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások. (Die Ursachen der Krustenbewegungen und die Krustenbewegungen in Ungarn.) *Geofiz. Közl.* 6, 47—52. 1957.
12. Erdélyi M.: A Duna-völgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. (Die wasserführenden Ablagerungen im ungarischen Abschnitt des Donautales.) *Hidr. Közl.* 35, 159—169. 1955.
13. Fink, J. und Majdan, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. *Jahrbuch der geol. Bundesanst.* 97, 211—249. 1954.
14. Halaváts Gy.: Az Alföld Duna—Tisza közötti részének földtani viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse des zwischen Donau und Theiß liegenden Teiles der Großen Ungarischen Tiefebene.) *Földt. Int. Évk.* 11, 101—173. 1895.
15. Halaváts Gy.: A Budapest-vidéki kavicsok kora. (Das Alter der Schotter der Budapester Umgebung.) *Földt. Közl.* 28, 291—299. 1898.
16. Jaskó S.: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a Keinozoikumban. (Abtragung und Aufschüttung in Ungarn im Känozoikum.) *Földt. Közl.* 77, 26—38. 1947.
17. Kádár L.: A hordalékkúpok fejlődése. (Die Entwicklung der Schuttkegel.) *I. Magyar Földrajzi Kongresszus*, Budapest, 1955. Kézirat.
18. Kádár L.: A magyarországi futóhomokkutatás eredményei és vitás kérdései. (Ergebnisse und Probleme der Flugsandforschung in Ungarn.) *Földrajzi Közl.* 4 (80), 143—158, 1956. (a)
19. Kertai Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. (Die Struktur der ungarischen Becken und Erdöllagerstätten anhand der Ergebnisse der Erdölschürfung.) *Földt. Közl.* 87, 383—394. 1957.



20. Kéz A.: A budai Várhegy teraszkavicsa. (Der Terrassenschotter des Burg-  
hügels von Buda.) *Földr. Közl.* 57, 266—268. 1933.
21. Kőrössi L.: Adatok az Alföld északnyugati részének földtani ismereté-  
hez. (Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Tiefebenteiles.) *Földt.*  
*Közl.* 83, 3—12. 1953.
22. Kretzoi M.: A negyedkor tagolása gerinces fauna alapján. (Die Gliede-  
rung des Quartärs auf Grund der Säugetierfaunen.) *Alföldi Kongresszus.* Budapest, 1953.
23. Kriván P.: A pleisztocén földtörténeti ritmusai. Az új szintézis. (Die  
erdgeschichtlichen Rhythmen des Pleistozäns. Die neue Synthese.) *Alföldi Kongresszus.*  
Budapest, 1953.
24. Miháltz I.: A Duna—Tisza-csatorna geológiai viszonyainak tanulmányo-  
zása. (Die Untersuchung der geologischen Verhältnisse des Donau—Theiß Kanals.)  
Budapest, 1947.
25. Miháltz I.: A Duna—Tisza köze déli részének földtani felvétele. (Geolo-  
gische Aufnahme im südlichen Teil des Gebietes zwischen Donau und Theiß.) *Földt.*  
*Int. Évi Jel.* 139—143. 1950.
26. Miháltz I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. (Gliederung  
der Quartärschichten in der Tiefebene.) *Alföldi Kongresszus.* Budapest, 1953.
27. Miháltz I.—Ungár T.: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönbözté-  
tése. (Unterscheidung fluvialer und äolischer Sande.) *Földt. Közl.* 84, 17—28. 1954.
28. Mottl M.: A gödöllői vasúti bevágás középső pliocénkorú emlős faunája.  
(Die mittelplozäne Säugetierfauna aus dem Bahneinschnitt bei Gödöllő.) *Földt. Int. Évk.*  
32, 255—265. 1939.
29. Mottl M.: Pliocén problémák és plio—pleisztocén határkérdés. (Pliozän-  
Probleme und die Grenzfrage Plio-Pleistozän.) *Földt. Int. Besz.* 1940. 4. szakülés. 43—63.  
1941.
30. Mottl M.: Adatok a hazai ó- és új-pleisztocén folyóteraszok emlős faunájá-  
hoz. (Beiträge zu den Säugetierfaunen der einheimischen alt- und jungpleistozänen  
Flußschotter.) *Földt. Int. Évk.* 36, 65—70. 1942.
31. Miháltz I.: Erosionszyklen-Anhäufungszyklen. *Acta Univ. Szegediensis.*  
*Miner-Petrogr.* 8, 51—62. 1955.
32. Pávai Vajna F.: Jelentésem az 1936. évi fővároskörnyéki geológiai és  
hegyszerkezeti felvételeimről. (Mein Bericht über meine geologischen und tektonischen  
Aufnahmen in der Umgebung der Hauptstadt im Jahre 1936.) *Földt. Int. Évi Jel.* 329—  
342. 1936—38. (a).
33. Pécsi M.: A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása. (Die  
Entwicklung des ungarischen Donautalabschnittes.) *Magyar Földr. Kongr.* Budapest,  
1955 (c). Kézirat.
34. Pécsi M.: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-  
völgy Pozsony (Bratislava)—Budapest közötti szakaszáról. (Neuere Daten zur Tal-  
entwicklung und Morphologie aus dem Donauabschnitt zwischen Pozsony [Bratislava]  
und Budapest.) *Földr. Ért.* 5, 21—41. 1956 (a).
35. Pécsi M.: A Pesti-síkság kialakulása. (Die Entwicklung der Pester Ebene.)  
Im Band *Budapest természeti képe*, Budapest, 1958.
36. Pécsi M.: Das Ausmass der quartären tektonischen Bewegungen im unga-  
rischen Abschnitt des Donautales. *Petermanns, Geogr. Mitt.* 102, 274—280. 1958.
- 36/a. Pécsi M.—Mme. E. Pécsi—Donáth: Méthodes de recherche  
d'histoire de l'évolution des vallées et des terrasses. *Annales Univ. Sc. Budapestinensis.*  
*Secitio Geol.* III. 1960.
37. Salamon F.: Buda-Pest története. (Die Geschichte von Buda-Pest. I.  
Teil.) Budapest, 1878.
38. Scheffer V.: Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. (Bei-  
träge zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken.) *Geofiz. Közl.* 7, 1—50. 1958.
39. Schafarzik—Vendl: Geológiai kirándulások Budapest környékén.  
(Geologische Ausflüge in der Umgebung von Budapest.) Budapest, 1929.
40. Scherf E.: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfoló-  
giai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziktalajképződés-



sel. (Geologische und morphologische Verhältnisse des Pleistozäns und Holozäns in der Grossen Ungarischen Tiefebene und ihre Beziehungen zur Bodenbildung insbes. für die alkali Bodenentstehung.) *Földt. Int. Évi Jel.* 1925—28. 265—273.

41. Scherf E.: Szénhidrogének és sósvizek felkutatásának lehetősége a Duna—Tisza közén. (Die Möglichkeiten der Erdöl- und Salzwasserschürfung zwischen Donau und Theiss.) *Jel. a Jöv. Mélykut.* 1946. évi sókutató munk. Budapest, 97—153. 1947.

42. Schlesinger, G.: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. *Geol. Hung.* 2, 1. Budapest, 1922.

43. Schréter Z.: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben. (Die Spuren der Tätigkeit tertärer und pleistozäner Thermalquellen im Budaer Gebirge.) *Földt. Int. Évk.* 19, 197—262. 1912.

44. Schréter Z.: Budapest és környékének geológiája. Ezen belül a pliocén és a negyedkor. (Die Geologie von Budapest und Umgebung; näher: Pliozän und Quartär.) Im Bande „Budapest természeti képe”. Budapest, 1958.

45. Sóbányi Gy.: A törmelékkúpok keletkezése. (Die Entwicklung der Schuttkegel.) *Földr. Közl.* 17, 11—25. 1893.

46. Somogyi S.: Megfigyelések Budapest környékén az 1956. január 12-i földrengéstől sújtott területen. (Beobachtungen in der Umgebung von Budapest, in dem vom Erdbeben am 12. Januar 1956 betroffenen Gebiet.) *Földr. Ért.* 5, 129—134. 1956.

47. Sümeghy J.: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. (Zusammenfassender Bericht der pannonischen Ablagerungen des Győrer Beckens, Transdanubiens und des Alföld.) *Földt. Int. Évk.* 32, 67—157. 1939.

48. Sümeghy J.: A Tiszántúl. (Das Gebiet links von der Theiss.) *Magyar Tájak földtani leírása*, 6, Budapest, 1944.

49. Sümeghy J.: Hidrológiai tanulmány a Duna—Tisza köze ipari és ivóvízellátásának kérdéséről. (Hydrologische Studien im Gebiet zwischen Donau und Theiß.) *Hidr. Közl.* 30, 280—292, 1950 (a).

50. Sümeghy J.: A Duna—Tisza közének földtani vázlata. (Geologische Skizze des Gebiets zwischen Donau und Theiß.) *Földt. Int. Évi Jel.* 1950. 262—263.

51. Sümeghy J.: Földtani adatok a Duna—Tisza köze északi részéről. (Geologische Angaben über den nördlichen Teil des Landes zwischen Donau und Theiß.) *Földt. Int. Évi Jel.* 97—98. 1948.

52. Sümeghy J.: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. (Pliozän und pleistozänstratigraphische Probleme der ungarischen Becken.) *Földt. Int. Évi Jel.* 107—108. 1951.

53. Sümeghy J.: Magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. (Zusammenfassende Schilderung des ungarischen Pleistozäns.) *Földt. Int. Évi Jel.* 395—403. 1953.

54. Sümeghy J.: Magyarország talajvíz-viszonya. (Die Bodenwasserverhältnisse in Ungarn.) Budapest, 1954.

55. Sümeghy J.: A magyarországi pliocén és pleisztocén. Tudományok doktora disszertáció. (Das ungarische Pliozän und Pleistozän. Dissertation zur Erhaltung der akademischen Doktorwürde.) Manuskript, 1955.

56. Szabó J.: Budapest geológiai tekintetben. (Budapest in geologischer Hinsicht.) Budapest, 1879.

57. Szabó P.: A Duna—Tisza közi felső pleisztocén homokrétegek származása ásványos összetétel alapján. (Die Herkunft der oberpleistozänen Sande zwischen Donau und Theiss anhand ihrer mineralogischen Zusammensetzung.) *Földt. Közl.* 85, 442—456. 1955.

58. Treitz P.: A Duna—Tisza közének agrogeológiai leírása. (Agrogeologische Beschreibung des Gebietes zwischen Donau und Theiß.) *Földt. Közl.* 33, 298—316. 1903.